5116 Dupl

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego.
Travaux exécutés à l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

№ 7

JADWIGA KACZOROWSKA

Studjum geograficzne puszczy Kampinoskiej

(Étude géographique sur la „lande" de Kampinos)

(Résumé à la page 45)

WARSZAWA
ODBITKA Z TOMU VI „PRZEGLĄDU GEOGRAFICZNEGO"
1926

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego
Travaux exécutés à l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

№ 7

JADWIGA KACZOROWSKA

Studjum geograficzne puszczy Kampinoskiej

(Étude géographique sur la „lande" de Kampinos)

(Résumé à la page 45)

WARSZAWA
ODBITKA Z TOMU VI „PRZEGLĄDU GEOGRAFICZNEGO"
1926

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego.
Travaux exécutés à l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

JADWIGA KACZOROWSKA

Studjum geograficzne puszczy Kampinoskiej

(Etude géographique sur la „lande" de Kampinos)

Wstęp. Puszcza Kampinoska w historycznej przeszłości zajmowała obszar, położony między Wisłą, Bzurą i Utratą, na wschodzie sięgając aż po Warszawę. Tępiona i wycinana przez człowieka usuwała się stopniowo na północ, oddając swe podłoże pod uprawę roli. Aż wreszcie zepchnięta została do starej doliny wiślanej, której bagna i piaski nie pociągały rolnika. Na mapie Pertheesa z roku 1786 puszcza, zwana „Kapinoską", jest już ściśle zamknięta w granicach tej doliny, stanowi jednak jednolity kompleks, gdzieniegdzie naruszony przez osadników. Do połowy XVII wieku przechowują się w puszczy żubry i tury (25), znacznie dłużej łosie i jelenie, na które polował jeszcze król Stanisław August. Ostatnie dziesiątki XVIII stulecia niosą zagładę puszczy. Osiedla ludzkie rozrywają jednolity kompleks lasów, zabierając pod uprawę nawet nieurodzajne piaski. Na mapie Gilly'ego z roku 1802—1803 widzimy, jak osiedla od Wisły i Narwi klinem wcinają się w zwartą puszczę i łączą się z dawnemi osiedlami nad Bzurą.

Do dziś obszar puszczy Kampinoskiej zachował swą nazwę, lecz na nazwę „puszczy" zasługują małe skrawki, bardziej niedostępne dzięki swemu zabagnieniu, ukryte w większych kompleksach lasów rządowych lub majątków prywatnych, gnieżdżą się w nich dotąd jeszcze dziki i żórawie. Ogółem zanika nietylko puszcza, ale nawet zwykły bór. Człowiek wycina lasy, osusza bagna, na ich miejscu uprawia pola, lub zakłada łąki, buduje wsie, w nazwach których zachowało się tylko wspomnienie niedawnej puszczy.

Przegląd literatury. Puszcza Kampinoska, choć tak blisko stolicy położona, mało jest dotąd znana, niewiele też miejsca zajmuje w literaturze naukowej. Specjalnie puszczy poświęcone są:

Artykuł S.(osnowskiego) „Puszcza Kampinoska", (29), opis ogólny, oparty na wiadomościach z literatury, podający ciekawe szczegóły z historji puszczy i jej osadnictwa.

Brandta „Das Bjelinybecken mit Warschau" (4). Opis okolic, położonych na zachód od Warszawy, napisany na podstawie obserwacyj, prowadzonych przez autora w czasie wojny.

Poza tem w literaturze znajdujemy wzmianki i szczegóły, tyczące się puszczy Kampinoskiej.

Lencewicz (10) na terenie puszczy wyróżnia dwa tarasy, oraz opisuje trzy pasy wydmowe: młodszy na tarasie niższym i dwa starsze na tarasie wyższym. Bagna między wydmami są resztkami starorzeczy. Wydmy puszczy Kampinoskiej utworzone są pod wpływem wiatrów zachodnich w okresie, gdy Wisła ustąpiła do obecnej swej doliny. Wał wydmowy na granicy bagna powstał przez zrośnięcie się południowych ramion wydm parabolicznych, doganiających jedna drugą.

Małkowski (18), opisując wydmy puszczy Kampinoskiej, wyróżnia wśród nich: na granicy bagna wał z zazębieniami, czyli „zbliźniaczone wydmy paraboliczne", w części środkowej wydmy łukowe i oddzielne wały wydmowe na północ od poprzednich. Wydmy powstały na granicy zasięgu powodzi, wskutek obnażania piasku przez podmywanie. W czasie wędrówki wydm nowego materjału dostarczały perjodycznie powtarzające się powodzie.

W ostanich wrzeszcie czasach ...n ...i (19), towarzyszący ministrowi Rolnictwa w podróży po lasach państwowych, daje opis specjalny rządowych posiadłości w puszczy.

Granice. Obszar, zajmowany do niedawna przez puszczę Kampinoską, stanowi zamkniętą jednostkę, odrębną zupełnie od bezpośrednio przyległych terenów zarówno pod względem morfologicznym, jak geologicznym. Granice jego dają się oznaczyć ściśle. Od wschodu i północy Wisła, od zachodu Bzura, od południa 10—15 m. wysoka krawędź tarasu wiślanego. Krawędź ta, opisywana częściowo przez Lencewicza (11) i Samsonowicza (23), biegnie od Warszawy w kierunku północno-zachodnim, towarzysząc często bezpośrednio brzegowi rzeki, od Młocin nagle, niemal pod kątem prostym, skręca ku zachodowi i miejscami za-

tarta przez wydmy biegnie przez: Wólkę Węglową, Lipków, Zaborów, Łubiec, Kampinos, Plecewice do Bzury, zataczając dwa wielkie zakola. Jednocześnie Wisła zmienia swój kierunek północno-północno-zachodni (pod Warszawą) na północno-zachodni, by pod Modlinem skręcić wprost ku zachodowi, a od Mocht nawet ku południowemu zachodowi. Taki przebieg linij granicznych wpływa na zmienną szerokość terenu. Waha się ona od 8 do 18 km., maximum osiągając w części środkowej, zwężając się ku zachodowi. Maxymalna długość puszczy wynosi 44 km., powierzchnia 559,2 km^2.

I. Budowa geologiczna.

Utwory trzeciorzędowe i dyluwjalne występują wzdłuż północnej i południowej granicy puszczy Kampinoskiej. Pstre iły plioceńskie odsłonięte są w kilku tylko punktach. Znajdujemy je w pobliżu Warszawy na zboczu wysokiego tarasu w Młocinach, gdzie sięgają do wysokości 2½ m. nad letni wodostan, czyli mniejwięcej do poziomu 78 m. Leżą tam pstre iły przewarstwione z mułkami, wykazując upad od 21°—40° w kierunku zachodnim. Na południowym wschodzie bezpośrednio do iłów przylega dolny margiel zwałowy. Utwory plioceńskie, równie silnie zakłócone, występują wśród marglu zwałowego na północny-północny-zachód od Młocin pod Dąbrową, gdzie świeżo otwarta cegielnia eksploatuje pstre iły. Ponownie odsłaniają się one pod Czerwińskiem, na zachód od miasta, wznosząc się do ½—1 m. nad poziom wody w rzece, mniejwięcej do 61 m. n. p. m.

Według Brandt'a (4), utwory trzeciorzędowe występują w dolinie Bzury pod Sochaczewem. Możliwe, że warunki wojenne odsłoniły je lokalnie, lecz obecnie nie udało mi się ich odszukać.

Utwory dyluwialne odsłaniają się doskonale na prawym brzegu Wisły. Odkrywki tego brzegu na odcinku Modlin — Wyszogród opisywane już były przez Prawosławlewa (21). Świeże podmycia przez Wisłę dały czasem w tych samych punktach nowe odsłonięcia, które mogą rzucić pewne światło na skład utworów dyluwjalnych na zachów od Warszawy. Przytaczam więc kilka profili. Litery oznaczają kolejność warstw od dołu.

I. na zachód od fortecy Modlin:

		Nad poziom morza około:
c. Jasno żółty piaszczysty margiel zwałowy	14.50 m.	87.5—102 m.

			Nad poziom morza około:
b. Siwy, drobnoziarnisty mułek z miką, delikatnie warstwowany, marglisty	2.50	„	85 —87.5 „
a. Osypisko	17.00	„	68 —85 „
II. w Wólce Smoszewskiej:			
e. Siwy, poziomo uławicony mułek, silnie marglisty	5.00	„	76 —81 „
d. Piaski gruboziarniste ze żwirem, przekątnie warstwowane	1.00	„	75 —76 „
c. Żwiry z otoczakami krystalicznemi i licznemi otoczakami iłów wstęgowych	2.00	„	73 —75 „
b. Żwiry, piaski gruboziarniste z licznemi głazami, przekątnie uławicone	6.00	„	67 —73 „
a. Siwy margiel zwałowy	1.00	„	66 —67 „
III. w Mochtach:			
e. Piasek ze żwirem	0.50	„	77.2—77.7 „
d. Iły wstęgowe	6.50	„	70.7—77.2 „
c. Drobnoziarniste piaski, przekątnie, ku górze poziomo warstwowane	1.50	„	69.2—70.7 „
b. Bruk z głazów krystalicznych i wapieni, zlepiony silnie marglistym mułkiem	0.20	„	69 —69.2 „
a. Siwy margiel zwałowy	3.00	„	66 —69 „
IV. w Smoszewie:			
c. Piasek ze żwirem	1.00	„	76,5—77.5 „
b. Iły wstęgowe	4.50	„	72 —76.5 „
a. Drobnoziarniste piaski uławicone poziomo, silnie margliste	7.00	„	65 —72 „

V. na południowy zachód-zachód od Smoszewa:

Całą wysokość stoku, około 18 m. stanowi odkrywka drobnoziarnistych piasków, uławiconych poziomo, częściowo przekątnie, w nich rozrzucone otoczaki z iłów wstęgowych.

		Nad poziom morza około:
VI. w Miączynku:		
d. Piasek ze żwirem	1.00 m.	77 —78 m.
c. Iły wstęgowe	2.00 „	75 —77 „
b. Drobnoziarniste piaski, uławicone poziomo, margliste	9.00 „	66 —75 „
a. Osypisko	2.00 „	64 —66 „
VII. w Czerwińsku:		
c. Żółte drobnoziarniste piaski, warstwowane poziomo, częściowo przekątnie	5.50 „	63.5—69 „
b. Siwy margiel zwałowy	1.50 „	62 —63.5 „
a. Pstre iły	1.00 „	61 —62 „

Zasadniczo u dołu występuje dolny margiel zwałowy, zalegający czasem bezpośrednio na pstrych iłach plioceńskich np. w Czerwińsku (VII). Jest to glina barwy siwej, twarda, zbita, silnie marglista, z licznemi głazami krystalicznemi i wapieniami. Przy wietrzeniu daje zwykle prostopadłe ściany. Niekiedy wśród marglu zwałowego występują soczewki piasku lub nawet całkowicie zastępują go żwiry i piaski warstwowane (II b). Grubość warstwy dolnego marglu zwałowego na prawym brzegu Wisły jest niestała. Górna jego granica wznosi się do 7 m. nad letni wodostan, czasem niknie zupełnie poniżej poziomu rzeki.

Powierzchni jego towarzyszy zwykle warstwa bruku około 20 — 30 cm. gruba, świadcząca o silnej erozji po ustąpieniu lodowca. Piaski, mułki i iły, występujące w stropie bruku, noszą charakter osadów wód stojących. Są drobne i równoziarniste, przeważnie poziomo uławicone i silnie margliste. Na bruku najczęściej zalegają poziomo lub przekątnie uławicone drobnoziarniste piaski z miką. Warstwa ich jest zmiennej grubości, waha się od 1 — do 7 m, czasem niknie zupełnie, zależnie od przebiegu powierzchni dolnego marglu zwałowego. Wszelkie zaklęśnięcia tej powierzchni wypełniają piaski, u dołu często podesłane przekątnie warstwowanemi żwirami. Wszędzie, gdzie dolny margiel zwałowy jest wyniesiony wyżej, piasków brak, bezpośrednio na bruku spoczywają poziomo uławicone szaro-czekoladowe margliste iły wstęgowe (warwowe). W tym wypadku bruk pokrywa warstewka drobnoziarnistego, różowego mułku, bardzo silnie marglistego, tworzącego nacieki na pojedyńczych blokach.

Grubość warstwy iłów wstęgowych waha się od 3—7 m. Czasem przykrywają je ponownie piaski poziomo warstwowane. Wtedy można zauważyć stopniowe przejście od osadów ilastych przez mułki do piasków. Pod Modlinem (I) siwe mułki całkowicie zastępują iły wstęgowe. Grubość warstwy piasków, pokrywających iły, jest niewielka — około 1 m., czasem nikną one zupełnie.

Podobne piaski, uławicone poziomo, częściowo przekątnie rozwijają się na całej 15 m. wysokiej ścianie odkrywki na południowy-zachód od Smoszewa (V). Znajdują się w nich drobne (około 0.8 cm. średnicy) otoczaki z iłów wstęgowych. Takie same otoczaki z iłów wstęgowych występują wśród przekątnie uławiconych żwirów, zalegających 2 metrową warstwą bezpośrednio na dolnej morenie, wykształconej lokalnie jako masa żwirów i piasków z głazami (Wólka Smoszewska II).

Całość utworów warstwowanych pokrywa 1—14 m. gruba warstwa górnej moreny. Wykształcona jest ona jako margiel zwałowy, barwy szaro-żółtej lub też jako piasek gliniasty ze żwirem.

Na lewym brzegu Wisły utwory dyluwialne występują wzdłuż południowej granicy puszczy Kampinoskiej — krawędzi wysokiego tarasu wiślanego, oraz wyspowo wśród utworów dolinowych pod Dąbrową. Odsłonięć naogół brak. W Młocinach Wisła podmyła tylko skrawek brzegu i odsłoniły się dolne partje utworów do poziomu 4.4 m. nad letni wodostan. Opisane wyżej utwory trzeciorzędowe wraz z sąsiednim dolnym marglem zwałowym pokrywa warstwa bruku, około 20 cm. gruba. Nad nią widoczne są już wtórnie przerobione przez rzekę, częściowo osypane utwory. Dalej na zachód wzdłuż brzegu wysokiego tarasu na powierzchnię występuje bardziej lub mniej spiaszczona glina zwałowa, przykryta często przez piaski wydmowe. Około Lipkowa, Marjan w barwie i sposobie wietrzenia gliny daje się zauważyć znaczna domieszka iłów wstęgowych. Na zachód od Zaborowa zamiast gliny zwałowej na powierzchnię występują szaro-żółte mułki lub piaski warstwowane, silnie margliste. W Zaborówku cegielnia eksploatuje iły wstęgowe. Pod metrową warstwą mułków i drobnoziarnistych piasków leży około 12 m. gruby (według ustnych relacyj) pokład czekoladowo siwych iłów wstęgowych (od 73 — 85 m. n. p. m).

Te same mułkowate lub ilaste utwory leżą dalej na zachód aż do wsi Grabiny. Stąd rozpoczyna się płat spiaszczonej moreny,

pokrywającej utwory jeziorowe. W odkrywkach widać duże bloki narzutowe wciśnięte bądź w iły wstęgowe (w Grabinie), bądź w warstwowane mułki (pod Powązkami). Utwory morenowe ciągną się aż po wieś Wiejce, skąd już do Bzury stale występują szaro-żółte mułki, pokrywające iły wstęgowe. W Kampinosie iły wstęgowe zajmują całą wysokość stoku tarasu.

Pod nimi według Lencewicza (14) leżą:

Piasek	0.2 m.
Zlepieniec z piasku, gliny i dużych głazów, zlimonityzowany	1.5 „
Piasek żółty, gruboziarnisty	0.7 „
Glina czarna z głazami	0.3 „
Glina siwa z głazami (nieprzekopana)	3.0 „

Na lewym brzegu Bzury iły wstęgowe, pokryte warstwowanemi mułkami, występują w Mistrzewicach.

Na południe od krawędzi tarasu (na prawym brzegu Bzury) osady jeziorne ciągną się pasem od 1 — 2 km. szerokim. Dalej pokrywa je morena denna. W dolinie Utraty w cegielni pod Żelazową Wolą, w Prusach (poza granicą mapy geologicznej) widoczne są iły wstęgowe, zalegające na piaskach warstwowanych. W Prusach iły pokrywa metrowa warstwa piasków ze żwirem i głazami. Takie same iły wstęgowe eksploatowane są znacznie dalej na południe od Sochaczewa, na lewym brzegu Pisi pod Boryszewem. Przykrywa je piasczysta morena z licznemi głazami narzutowemi ½ — 1 m. średnicy. Iły leżą 3½ metrową warstwą (od 72 — 75.5 m. m. p. m.) na warstwowanych mułkach i żwirach.

Budowa utworów dyluwjalnych. Na odcinku, graniczącym z puszczą Kampinoską, Wisła płynie wzdłuż południowej krawędzi niecki Prusko-Mazowieckiej (Lewiński, Samsonowicz 17). Utwory trzeciorzędowe zapadają ku środkowi niecki, dlatego występują stosunkowo wysoko na lewym brzegu Wisły w Młocinach i Dąbrowie, a brak ich dalej na północy na brzegu między Modlinem, a Wyszogrodem. Pstre iły z pod Czerwińska Lewiński i Samsonowicz (17) uważają za krę. Sprasowanie utworów trzeciorzędowych w dwu pierwszych punktach możnaby wytłomaczyć działalnością lądolodu. Nieckę Prusko-Mazowiecką wypełniają utwory dyluwjalne. Morena denna starszego zlodowacenia występuje warstwą zmiennej grubości. Falistość jej powierzchni może być wy-

nikiem ruchów tektonicznych i erozyjnej działalności wód. O erozji świadczy warstwa bruku, pokrywająca dolny margiel zwałowy. Znacznych jednak różnic w grubości bruku w zagłębieniach i na wyniosłościach niema. Ruchy tektoniczne mogły mieć miejsce przed osadzeniem się potężnej masy utworów międzylodowcowych. Wszelkie zagłębienia w powierzchni dolnego marglu zwałowego wypełniają piaszczysto-żwirzaste utwory, przekątnie i poziomo warstwowane. Nad niemi bez zakłóceń przebiegają warstwy poziomo uławiconych piasków, mułków i iłów wstęgowych. Ogólna miąższość warstwowanych utworów międzylodowcowych przekracza nieraz 18 m. — wysokość odkrywki na brzegu. Utwory te osadziły się po ustąpieniu starszego lodowca, poprzedził je bowiem okres silnej erozji. Przejście od piasków do iłów świadczy o stopniowem pogłębianiu i rozsze-

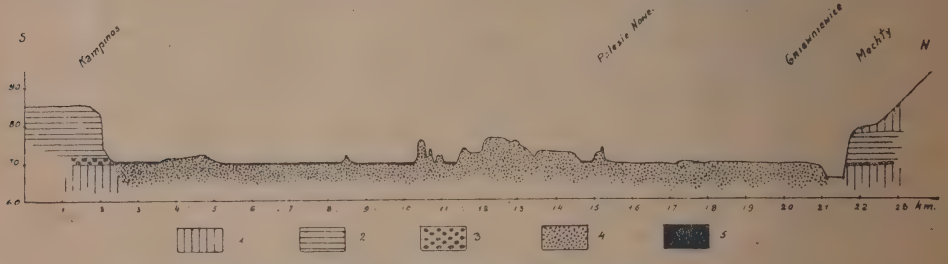


Fig. 1, Przekrój geologiczny przez puszczę Kampinoską
1 — glina zwałowa *(argile morainique)*, 2 — iły wstęgowe *(argile rubanée)*, 3 — bruk *(conglomerat)*, 4 — piaski *(sable)*, 5 — ziemie bagienne *(tourbière)*.

rzaniu się jeziorzyska. Iły wstęgowe prawego i lewego brzegu Wisły są jednego wieku. (Myśl tę wypowiedział już Lencewicz 11). Te same czekoladowo-siwe iły leżą na jednym mniej-więcej poziomie — około 70 m. i w analogicznej kolejności warstw. Występują one wzdłuż północnego brzegu Wisły od Mocht do Smoszewa, potem zjawiają się na zachód od Miączynka, oraz w cegielni pod Chmielewem na zachód od Czerwińska. Na południowym brzegu doliny wiślanej iły wstęgowe ciągną się nieprzerwanie od Zaborowa poza Bzurę. Na południu sięgają poza Sochaczew. Taki zasięg iłów wstęgowych daje pewną miarę ogromu jeziorzyska.

Na dwu odcinkach prawego brzegu Wisły (pod Wólką Smoszewską i na zachód od Smoszewa), gdzie brak iłów wstęgowych, wśród piasków lub żwirów znaleźć można otoczaki z iłów wstęgowych. Otoczaki z tak miękkiego materjału powstać mogły na

skutek gwałtownej i krótkotrwałej erozji, połączonej z akumulacją materjału piasczystego, a nawet żwirzastego. Prawdopodobnie są to rezultaty działalności wód oscylującego lub nasuwającego się młodszego lodowca.

Utwory międzylodowcowe pokrywa górna morena. Na prawym brzegu Wisły fakt ten stwierdziła wycieczka zjazdu w sprawie dyluwjum Polski (16). Nad samą Wisłą warstwa utworów górnej moreny jest cienka, znaczniejszą miąższość osięga tylko w Modlinie (I). W miarę oddalania się od brzegu ku północy grubość jej wzrasta. W odległości ¼ km. występuje jako masa gliny z licznemi głazami narzutowemi.

Na lewym brzegu doliny wiślanej górna morena pokrywa utwory jeziorowe płatem między Grabiną a Powązkami, ciągłą warstwą występuje na wschód od Zaborowa oraz w zachodniej części badanego obszaru na południe od Woli Pasikońskiej (nad Utratą) i Zwierzyńca (nad Bzurą).

Grubość utworów górnej moreny wzrasta stopniowo w kierunku wschodnim i w miarę odalania się od brzegu doliny. Jednocześnie powierzchnia całego badanego terenu pochyla się w kierunku południowym i zachodnim. Obecne stosunki geologiczne są więc rezultatem erozyjnej działalności wód polodowcowych, odsłaniających w kierunku spadku starsze, międzylodowcowe utwory. Utwory okresu lodowcowego rozcina szeroka erozyjna dolina, część której zajmuje puszcza Kampinoska.

Utwory dolinowe. Podłoże puszczy zbudowane jest z utworów sedymentacji wód płynących. Główną masę stanowią piaski drobno i gruboziarniste, czasem z głazami otoczonemi, dochodzącemi do wielkości pięści (7 cm. średnicy). Piaski te są warstwowane, prawie poziomo i równolegle. Uwarstwienie wywołane jest przez zmienną grubość materjału, przechodzącego niekiedy w piaski gliniaste. Utwory piasczysto-żwirzaste są zjawiskiem dość częstem w zachodniej części puszczy. Na wybrzeżu Bzury w Łasicach, Janówku, Bielinach Brochowskich w odkrywkach mamy piaski i żwiry uławicone przekątnie. Uławicenie wskazuje na kierunek wód płynących z południowego wschodu ku północnemu zachodowi. Utwory piasczyste występują na powierzchnię na pasach lub polach wydmowych, gdzie dostarczyły materjału na utworzenie się wydm i stanowią ich podstawę.

Na pasach bagiennych, oddzielających wydmy, piaski pokryte są parocentymetrową warstewką gliny, silnie marglistej, barwy

siwo-czerwonej, a następnie torfem lub ziemią bagienną, rzadko grubszą warstwą marglu. Grubość torfu jest bardzo zmienna od paru centymetrów do paru metrów. Pod Myszorami kopią torf do głębokości 1 i pół m., zalega on głębiej, lecz nie jest eksploatowany. Warstwa torfu niezawsze jest jednolita. Około wsi Zamość pod 20 cm. powłoką torfu leży 35 cm. ostrego, rzecznego piasku, pod którym dopiero występuje 75 cm. gruba warstwa torfu. Torfy stanowią czynnik niwelujący, wypełniają zagłębienia, skierowane ze wschodu na zachód, równolegle do ogólnego biegu doliny. Obok zagłębień istnieją i wyniesienia, na których warstwowane piaski podłoża występują bezpośrednio na powierzchnię i tworzą rodzaj wysepek wśród torfowisk i bagien. Wysepki te noszą lokalną nazwę „grond". Zagłębienia międzywydmowe, nieposiadające odpływu, wypełniają także torfowiska np. pod Pociechą. Grubość warstwy torfu waha się od paru dziesiątków cm. do 2 m.

Osady margliste należą do zjawisk częstych w południowym pasie bagien puszczy. Są to utwory barwy biało-siwej, złożone głównie z $CaCO_3$ z mniejszą lub większą domieszką piasku. Tworzą one gniazda np. pod Kampinosem. Ludność miejscowa nazywa je „glinką" i używa do bielenia.

Wzdłuż Wisły, we wschodniej części puszczy, oraz nad Bzurą piaski warstwowane pokrywa od 0.4 m. do 1.5 m. gruba warstwa glin. Gliny te są barwy szaro-bronzowej, nad Bzurą czerwonawej, silnie piaszczyste. Uwarstwienia naogół nie wykazują Jedynie około VII fortu Modina widoczne są ciemniejsze i jaśniejsze warstwy mniej i bardziej piaszczystych glin. Utwory gliniaste występują pasem od 1 do 2 km. szerokim od Burakowa do Rybitwy nad Wisłą, i węższym nieco nad Bzurą od Konar do Przęsławic.

Pobrzeże Wisły, zalewane przez wody powodzi, pokryte jest osadami wiślanemi: piaskami i madami. Leżą one naprzemian warstwami, grubemi od paru do paru dziesiątków centymetrów.

Ilość przynoszonego przez Wisłę materjału maleje w miarę oddalania się od łożyska. Charakterystyczne mady występują tylko pasem do 3 km. szerokim wzdłuż koryta rzeki.

Utwory dolinowe, wypełniające częściowo wielką dolinę erozyjną są osadami akumulacji rzecznej. O ich grubości wiemy niewiele. Na terenie puszczy Kampinoskiej nie było żadnego wiercenia. Pewne światło rzucić mogą dane z otworu świdrowe-

go w Jabłonnie (Rychłowski 22). Jeżeli pierwszą tylko warstwę piasków (19.8 m.) przyjąć za utwór akumulacji wód płynących, to głębokość doliny erozyjnej wyniesie: 19.8 + 15 m. (wysokość brzegu doliny) — 34.8 m. Głębokość ta na terenie puszczy Kampinoskiej ulega wahaniom. We wschodniej części puszczy pod Dąbrową starsze utwory występują wyspowo wśród otaczających je zewsząd piasków warstwowanych.

W okresie akumulacji rzecznej niemałą rolę odgrywać musiała Bzura. Przekątnie warstwowane utwory, położone na północ i północny wschód od jej dawnego ujścia pod Plecewicami, mogą stanowić utwór delty Bzury, wpadającej do wielkiej Wisły. Po dłuższej akumulacji Wisła rozpoczęła nowy okres erozji. Ustąpiła ze znacznej części doliny, wcięła się w swe osady i stworzyła obecną dolinę, z której człowiek stara się ją zepchnąć do ściśle ograniczonego łożyska.

Utwory gliniaste nad Wisłą i Bzurą są osadem rzecznym, madą, pierwsze — Wisły, drugie — Bzury. Powstać musiały po zasadniczem ustąpieniu rzek do obecnych dolin, kiedy tylko w czasie wysokich wodostanów wody mogły zalewać części opuszczonych obszarów i pozostawiać tam utwór piasczysto-ilasty. Gliny nie pokrywają całości terenu, tylko ściśle towarzyszą wybrzeżom rzek. Niektóre wydemki, jak pod Dziekanowem, Rybitwą, Przęsławicami, występują wprawdzie na pasach glinias-tych, lecz spoczywają bezpośrednio na piaskach podłoża.

Zalewy w puszczy Kampinoskiej są notowane w czasach historycznych, tem częstsze musiały być po bezpośredniem opuszczeniu doliny przez wody wiślane. Rezultatem silnego zalewu jest także warstwa piasku, przedzielająca torf pod Zamościem.

Wewnątrz puszczy Kampinoskiej utwory piasczyste w najniższych miejscach pokryte zostały przez torfy i ziemie bagienne. Podścielające je cienkie warstewki ilaste, margliste powstać musiały na dnie stojących wód, pokrywających okresowo starorzecza. W bezodpływowych zagłębieniach wody zatrzymywały się dłużej, tworząc mniejsze i większe jeziora, na dnie których powstawały osady siwo-białych margli. Ca CO_3 dostarczały wody spływające z pobliskich terenów, zbudowanych z utworów dyluwjalnych. Stąd pochodzi rozpowszechnienie utworów marglistych w południowej części puszczy. W obecnej dolinie wiślanej, na terenach zalewanych mady towarzyszą biegowi rzeki. Między niemi a wydmami położonemi na wyższym poziomie

Fig. 2. *Objaśnienia. Explications:*

1 — wychodnie iłów plioceńskich *(affleurements du néogen)*, 2 — glina zwałowa *(argile morainique)*, 3 — iły wstęgowe *(argiles rubanées)* 4 — piaski dolinne *(sable de la valée)*, 5 — mady stare *(limons vieux)*, 6— torfy i bagna *(tourbières)*. 7 — piaski i mady młodsze *(sables et limons recents)*, 8 — tarasy i krawędzie *(escarpements des terrasses)*, 9 — wydmy *(dunes)*. Cyfry — wysokość w metrach *(Les chiffres—l'altitude en metres)*.

występują na powierzchnię piaski warstwowane; należą one do tych samych utworów, co i piaski wnętrza puszczy, tylko powierzchnia ich ścięta została przez późniejszą erozję.

II. Morfologja.

Tarasy. Puszcza Kampinoska leży w dolinie wiślanej. Pobrzeże Wisły, zalewane corocznie lub nawet parę razy do roku w czasie powodzi, leży na poziomie 3 — 4 m. wyższym nad letni stan wody w rzece i stanowi jej taras zalewowy (I). Niewysoka krawędź, około 3 m. licząca, oddziela go od wyższego tarasu (II), niezalewanego, który będziemy nazywali dolnym lub wydmowym (Lencewicz). Krawędź tego tarasu nie wszędzie jest wyraźna. Szczególnie trudno było ją ustalić tam, gdzie wydmy występują w pobliżu krawędzi. Ogółem biegnie ona równolegle do Wisły, odchylając się od jej biegu nawprost Jabłonny, a bardziej jeszcze na południe od Zakroczymia i Mocht, gdzie skutkiem tego szerokość tarasu zalewowego (I) osięga 5 km. Śledzić ją można od Młocin przez Prochownię, Łomianki Górne, Dziekanów Polski, Pieńków, Łomnę, Czosnów do Dębiny. Tu prostolinijny prawie jej przebieg przerywa się, krawędź załamuje się pod kątem prostym i zataczając półkole o średnicy 2 i pół km. zbliża się znów do Wisły, lecz półwyspem tylko, bo nowy meander Wisły podcina ją ponownie. Tu wzdłuż krawędzi usadowiła się półkolem wieś Kazuń Polski, a w części północno-zachodniej Sendykowszczyzna. Stąd biegnie krawędź prawie prostolinijnie na południowy-zachód-zachód przez Grochale Górne, Rybitwę, Polesie Nowe, Piaski Królewskie, Kromnów, Wilcze Śladowskie do Przęsławic nad Bzurą. Analogiczna krawędź biegnie wzdłuż Bzury, oddzielając jej taras zalewowy od dolnego (II) tarasu Wisły, od Przęsławic na południe przez Łasice, Tułowice, Janówek, Brochów, Łęg, Konary do Plecewic.

Obydwa tarasy wiślane zniżają się wyraźnie w kierunku zachodnim, zachowując mniejwięcej stale jednakowe wysokości względne. Według mapy w skali 1 : 25.000:

	Warszawa	Kiełpin	Wyszogród
Poziom Wisły	77 m.	73 m.	61 m.
I Taras zalewowy	—	74 m.	63 m.
II Taras wydmowy	—	77 m.	66 m.

Po prawej stronie Wisły obydwa tarasy znajdują odpowiedniki na odcinku Warszawa-Modlin.

W dół od ujścia Narwi, wzdłuż prawego brzegu Wisły biegnie krawędź 18 — 32 m. wysoka, pocięta głębokiemi wąwozami. Zmienna wysokość tego brzegu nie jest przypadkowa, lecz zależna od tego, który z tarasów podmywa rzeka. Wysoka na 32 m.— krawędź w Modlinie, na zachód od fortecy rozszczepia się na dwie. Bliżej Wisły rozwija się wąski pasek III-go wysokiego tarasu (około 85 m. n. p. m.), a w odległości paruset metrów—¼ km. teren zaczyna się podnosić do poziomu IV-go (około 106 m. n. p. m.). Stopień oddzielający je niezawsze jest widoczny w terenie, lecz podkreśla go budowa geologiczna. Na powierzchnię III-go tarasu występują zwykle międzylodowcowe utwory, pokryte cienką warstwą przemytej moreny, a IV-ty zbudowany jest z gliny zwałowej górnej moreny.

Pod Wychódziem taras IV-ty zbliża się do Wisły, obie krawędzie zlewają się ze sobą. Na 1 km. na wschód od Czerwińska ponownie zjawia się taras III-ci, wąskim paskiem ciągnie się do Chmielewa, gdzie stopień tarasu IV-go odsuwa się ku północy i pozwala na szerszy nieco rozwój tarasu III-go. Przy ujściu strumienia, po prawej jego stronie zachowała się również cząstka tarasu III. Dalej na zachód biegnie już jednolity brzeg, podcinający bezpośrednio taras IV-ty. Szerokość tarasu IV jest zmienna, północna bowiem jego granica — krawędź plateau dyluwialnego zbliża się i oddala od Wisły. Najszerzej rozwinięty jest na wschodzie w widłach Wisły i Działdówki, gdzie krawędź plateau, rozmyta przez wody obu tych rzek, biegnie przez Naborów i Dłutów. Dalej na zachód plateau zbliża się do Wisły. Granica jego biegnie od Pieścideł do Wilkówca, a dalej w kierunku zachodnim, mniejwięcej równolegle do obecnej doliny wiślanej, zostawiając pas najwyższego tarasu (IV) 3 — 5 km. szeroki. Krawędź plateau nie posiada stałej wysokości względnej, zwykle wynosi 10 — 12 m., wzrastając niekiedy do 24 m. i więcej, gdy utwory akumulacji lodowcowej znajdą się w pobliżu krawędzi.

Na lewym brzegu Wisły odpowiedniki III i IV tarasu znajdujemy zdala od obecnej doliny rzeki. Południowa granica puszczy Kampinoskiej, a jednocześnie krawędź tarasu III-go ma 10 do 12 m. wysokości względnej, co po dodaniu wysokości tarasu zalewowego (I) i wydmowego (II) da też same 18 — 20 m. wysokości nad poziomem Wisły. Poziom III rozwinięty jest na ogrom-

nych przestrzeniach, dzięki czemu Brandt (4) nadał mu nazwę równiny Błońskiej.

Wspomniana wyżej wyspa dyluwjalna na północny zachód-zachód od Młocin pod Dąbrową jest świadkiem tarasu III-go, zachowanym dzięki odporności materjału. Wyraźnym stopniem 5 m. wysokim spada ku północy i wschodowi do poziomu tarasu wydmowego, ku zachodowi i południowemu zachodowi granica stopniowo się zaciera.

Wszystkie cztery tarasy występują na lewym brzegu Bzury.

Obydwa starsze tarasy III-ci i IV-ty są tarasami erozyjnemi. Obniżają się w kierunku zachodnim. Powierzchnię mają wyrównaną, rozcinane są przez boczne dopływy Wisły i Bzury, prowadzące swą działalność oddawna, jak świadczą o tem zachowane resztki wyższych tarasów przy ujściu dopływów np. pod Chmielewem.

Ogólny rzut oka na tarasy daje nam obraz szeregu dolin, wciętych jedna w drugą. W plateau o krajobrazie akumulacji lodowcowej wcina się szeroka na 40 — 50 km. dolina, wymyta do poziomu 112—110 m. Resztki jej stanowią taras IV. W niej wyerodowana została młodsza, węższa i około 10 m. niższa dolina — taras III. Wreszcie 12—15 m. głębiej leży 15 — 20 km. szeroka dolina tarasu wydmowego II, lecz i ona zkolei rozcięta jest przez obecną dolinę wiślaną 2 — 6 km. szeroką.

System tarasów, wyróżnionych na zachód od Warszawy, można całkowicie sparalelizować z tarasami Wisły w okolicach Torunia, opracowanemi przez Sontag'a (28).

TORUŃ		WARSZAWA	
Taras δ na poziomie	70—75 m.	IV na poziomie	100—112 m.
	20 „		20 „
„ τ „ „	50—55 „	III „ „	80—90 „
	7—15 „		12—14 „
„ υ „ „	45—48 „	II „ „	66—78 „
Wisła „ „	28—34 „	Wisła „	61—73 „

Tarasy δ i τ związane są według Sonntag'a z doliną Toruńsko-Eberswaldzką. Dopiero taras υ z doliną Fordoń — Gdańsk. A więc taras II — wydmowy wytworzył się dopiero po uzyskaniu przez Wisłę odpływu wprost ku północy, jak to już wnioskował Lencewicz (11).

Wydmy puszczy Kampinoskiej pokryte były do niedawna zwartym borem sosnowym i dzięki temu pokryciu zachowały w znacznej mierze pierwotną swoją postać. Słusznie zupełnie . . . n . . . i (19) podkreśla znaczenie lasu sosnowego, jako środka ochronnego dla wspaniałych form wydmowych puszczy. Wszędzie, gdzie usunięto lasy, czy to skutkiem nierozumnej gospodarki, czy też parcelacji większych majątków, z łatwością naruszona została powierzchowna warstwa roślinności zielnej i gleby, a wiatr rozpoczął na nowo swą pracę.

W rezultacie dziś na terenie puszczy Kampinoskiej mamy około 700 ha. rozwianych piasków. Wymienię ważniejsze obszary. Pole nagich piasków na północny - wschód od wsi Rybitwy, należące częściowo do fortecy Modlina, częściowo do właściciela majątku Cybulice. Ruchome piaski próbowali tu utrwalić Rosjanie, sadząc i siejąc *Elymus arenarius*, który dziś częściowo je opanował. Sąsiednie wydmy, punkty 84 i 95 na południowy - wschód od Rybitwy poważnie nadszarpnięte są przez wiatr. Podobnie naruszone są wydmy, położone nieco dalej na wschód, na północ od Małocic, potem w Dębinie na krawędzi tarasu wydmowego. Płaty ruchomych piasków leżą także na zachodnim krańcu pasa, około Przęsławic oraz na północ od wsi Myszory. Ten sam obraz przedstawiają wydmy na tarasie zalewowym w Leoncinie, Stanisławowie i w Piaskach Królewskich.

W południowej części puszczy Kampinoskiej na wschód od Kampinosa leżą Białe Góry t. zw. „Korfowe", dające miniaturową pustynię. Między wsiami: Janówkiem nad Bzurą a Siannem leżą rozwiane wydmy, na jednej z których wiatr odsłonił cmentarzysko przedchistoryczne. Dalej na wschód wieś Lasocin leży wzdłuż rozwianego wału wydmowego, piasek którego zasypuje stale wieś i zmusza gospodarzy do odkopywania co pewien czas domów mieszkalnych lub zabudowań. Na północnym pasie bagiennym jedyna wydma łukowa pod Zamościem należy w większości do wsi. Wycięto na niej las, wnętrze paraboli wzięto pod uprawę, a odsłonięte wały wydmowe stały się igraszką wiatru.

Nie lepiej przedstawiają się stosunki na wschodzie. Od wsi Pociecha i Gać Zaborowska pola lotnych piasków ciągną się pod samą Warszawę. Rozpoczyna je pole rozwianych piasków pod Truskawiem, rozszerzające się coraz bardziej na koszt pastwiska gromadzkiego. Rozwiewa i niszczy wiatr także wydmę, na

której rozsiadła się wieś Sieraków oraz wydmy leżące na południe i południowy-zachód od Sierakowa. W dalszym ciągu na wschodzie ruszone są przez wiatr wszystkie wydmy od wsi Dąbrowa począwszy, a więc na północ od niej i na południe pod Burakowem. Bezpośrednio z wydmami puszczy Kampinoskiej łączą się wydmy na tarasie wysokim, które pod Klaudynem, Laskami, Wólką Węglową częściowo tylko są utrwalone. Ku południowemu-wschodowi przechodzą one w pola nagich piasków pod Wawrzyszewem, a więc na teren wielkiej Warszawy.

Dla utrwalenia piasków robi się bardzo niewiele. Poza konsekwentnie przeprowadzoną pracą utrwalenia przez sosnę górską *(Pinus montana)* w majątku Opaleń pod Warszawą, próby zatrzymania piasku prowadzi p. Kożuchowski z Małocic, sadząc wierzbę i siejąc *„Psamma arenaria"*, następnie jeden z gospodarzy wsi Wiejce, który sadzi brzozę *(Betula verrucosa)* oraz drugi ze wsi Grabina, który obsadza piaski wierzbą *(Salix daphnoides)*. Mamy zatem w puszczy Kampinoskiej z jednej strony znaczne obszary (około 170 km^2) wydm utrwalonych, pokrytych lasem sosnowym, obok niemałych także przestrzeni piasków rozwianych. Takie ustosunkowanie pozwala nam przyjrzeć się bliżej kwestji wydmowej wogóle.

Wśród wydm utrwalonych puszczy Kampinoskiej wyróżnić można: łuki i wały wydmowe. Pierwsze mają zawsze ramiona zwrócone ku zachodowi, czoła ku wschodowi. Jednak stosunek długości ramion do odległości między niemi jest tak różny, że wydmy łukowe podzielić jeszcze można na: a) paraboliczne, o długich ramionach, biegnących w niewielkiej od siebie odległości (¼ — ⅓ km.) np. na południowym pasie wydmowym pod Pociechą; b) wydmy łukowe, o krótkich ramionach, położonych na znacznej od siebie odległości np. północnym pasie wydmowym Lisie Góry. Między temi dwoma typami istnieją formy pośrednie, o dość silnie rozwiniętych ramionach, lecz odsuniętych od siebie na stosunkowo większą odległość (około 1 km.).

Najcharakterystyczniejsze w puszczy Kampinoskiej są wały wydmowe, wyciągnięte w kierunku równoleżnikowym lub z południowego-zachodu-zachodu na północny-wschód-wschód. Wśród nich wyróżnić można długie wały, biegnące wzdłuż północnej granicy bagien i krótkie, zgrupowane w pobliżu obecnej doliny Wisły, np. pod Przęsławicami, Wilkowem, Palmirą.

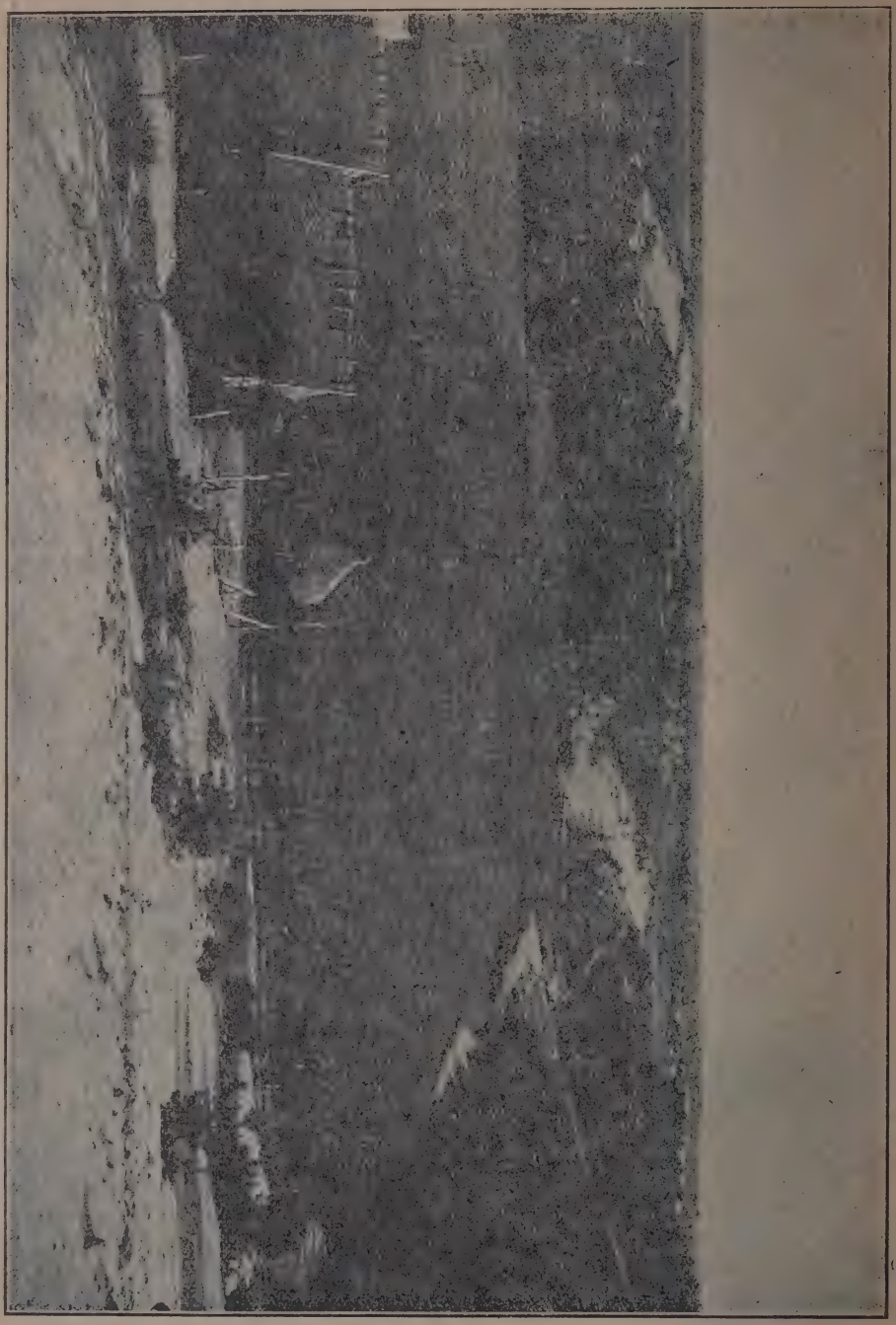


Fig. 3. Wydmy paraboliczne pod Wędziszewem. *Fot. R. Kobendza*

Wały na granicy bagien wraz z ramionami łuków, odbiegającemi od niego ku północy, dają często wrażenie szeregu łuków wydmowych, zrośniętych południowemi ramionami.

Wysokość względna wydm waha się od 1 m. do 28 m. przyczem wysokość krótkich wałów wydmowych nie przekracza 10 m. najczęściej waha się około 6 — 8 m, zaś wydmy paraboliczne i długie wały równoleżnikowe wznoszą się do 28 m. Wydma paraboliczna maximum swej wysokości osięga w części czołowej, zwróconej ku wschodowi, lecz nie na osi symetrji, a nieco na południe od niej w przedłużeniu południowego ramienia.

Wszystkie wydmy wykazują asymetrję zboczy. Krótkie wały wydmowe mają łagodne zbocze południowe, strome północne. Obydwa ramiona wydmy parabolicznej mają również łagodne zbocza południowe, strome północne, dopiero na ramieniu południowem w części, zbliżonej do czoła wydmy, stosunki ulegają zmianie. Najpierw oba zbocza są jednakowo nachylone (około 14°), a dalej na wschód—już w części czołowej strome jest zbocze południowo = wschodnie i wschodnie, łagodne zachodnie i północno = zachodnie.

Ogółem nachylenie stoku południowego waha się od 2° — 10°, zachodniego 2° — 11°, północnego 16° — 32½°, wschodniego 16° — 30°.

Zbocza strome: północne i wschodnie są regularne, zarysy wydmy prostolinijne; zbocza południowe i zachodnie przeciwnie, wykazują rozczłonkowanie na szeregi niecek i drobnych wałów, powtarzających w miniaturze formy wydm łukowych o analogicznej asymetrji zboczy.

Odchylają się od tego schematu wały równoleżnikowe. Południowy ich stok posiada wszelkie cechy zbocza odwiatrowego. Zwykle na odcinkach, odpowiadających południowym ramionom wydm parabolicznych zbocze północne i południowe mają jednakowe nachylenie; w punktach, odpowiadających czołom parabol, spadek zbocza południowego wzrasta do 20° — 24°.

Jednocześnie można zauważyć falistość przebiegu wału równoleżnikowego, przyczem wypukłości wypadają w miejscach, odpowiadających czołom parabol.

Na mapach topograficznych wydmy przedstawione są tylko w ogólnych zarysach. W rzeczywistości każda z nich stanowi zbiór form, świadczących o silnej działalności wiatru. Mamy

więc ogromne misy — ślady silnej deflacji, obok wałów lub pagórków — form akumulacji. To rozczłonkowanie wydm rzuca się szczególnie w oczy na łukach wydmowych północnego pasa wydmowego, na t. zw. Lisich Górach. Grzbiet ich to szereg pagórków i obniżeń między niemi, zbocze zachodnie to misa obok wału.

Nie mniejszą rozmaitością odznaczają się formy wydm rozwiewanych. Proces ten rozpoczyna się od lokalnego uszkodzenia pokrycia roślinnego wydmy utrwalonej, lecz ogołoconej z lasu. Jeśli na rozwiewanej wydmie pozostały pojedyncze drzewa, krzewy lub grupy roślinności zielnej, stają się one zaczątkami nowych form eolicznych. Przed pniem drzewa, od strony wiatru, powstaje półkolisty rowek, za pniem — drobna, podłużna wydemka, najwyższa w pobliżu przeszkody. Krzewy jałowca dają formy analogiczne, tylko na większą skalę, przytem wydemka zasypuje znaczną część krzewu. Drobne grupy roślinności zielnej powtarzają w miniaturze te same formy. Wysokości wydłużonej wydemki, usypanej za jałowcem, bywają bardzo różne, nigdy nie przekraczają jednak wysokości krzewu. Wogóle wielkość form: rowów i wydemek zależna jest od siły i długotrwałości jednokierunkowego wiatru. Wraz z jego zmianą przemieszczają się wszystkie formy i zastosowują do nowego, panującego kierunku. Rów podkopuje krzew kolejno z różnych stron i powoduje jego uschnięcie.

Misa wydmuchania (c a o u d e y r e) zostaje stopniowo powiększana, szczególniej w kierunku wiatru i pogłębiana aż do poziomu wód gruntowych. Dalszy proces prowadzi do zupełnego zniszczenia wydmy. O jej istnieniu mówią nieliczne świadki z zachowanemi resztkami pokrycia humusowego wydmy. Świadki te, wraz z pagórkami utworzonemi przez świeżo nawiany piasek zatrzymany przez roślinność, tworzą specyficzny krajobraz rozwiewania, zwany przez niemców „Kupstenlandschaft". Dalej wiatr atakuje pagórki i świadki, niszczy odwiatrową ich stronę, odsłania systemy korzeniowe roślin, utrzymujących te resztki wydmy. Giną drzewa i krzewy a piasek zostaje wyniesiony poza przeszkody lub wprost na okoliczne pola i łąki. Po zniszczeniu wszystkich pagórków i świadków na miejscu wydmy otrzymujemy piaszczystą równinę.

W odpowiednich warunkach i dziś mogą powstawać nowe wydmy. Całkowite zniszczenie wydm rozwiewanych spowodo-

wane jest przedewszystkiem przez brak odpowiedniej roślinności, zdolnej do zatrzymania lotnego piasku.

Na wielkiem polu rozwianych piasków pod Kampinosem, t. zw. „Korfowem“ jeden z gospodarzy dla zatrzymania piasku sadzi pasy brzóz. Zależnie od kierunku takiej przeszkody powstają wały wydmowe poprzeczne do panujących wiatrów zachodnich, albo wydłużone w ich kierunku. Wydmy te osięgają 3 m. — 4 m. wysokości względnej. Podobne zjawiska zachodzą i gdzieindziej np. na rozwianej wydmie pod Stanisławowem,

Fig. 4. Czoło rozwiewanej wydmy na „Korfowem“. *Fot. R. Kobendza.*

gdzie okopy z roku 1915 umacniane były kołami wierzbowemi. Wierzby puściły świeże pędy i zatrzymują piasek, według wyrażenia miejscowego mieszkańca „rośnie coraz większa góra“. Rośnie rzeczywiście wał w kierunku panującego wiatru.

Nigdzie jednak nie powstają bezpośrednio formy łukowe. Ruchome wydmy o formach parabolicznych można obserwować na temże „Korfowem“ lub lepiej jeszcze pod Zamościem, lecz będą to wydmy stare, naruszone przez wiatr, a wzrastające dzięki sprzyjającym warunkom. Wydma pod Zamościem leży wśród łąk, z których wkracza na piasek wierzba. Zatrzymuje

ona piasek, niesiony przez wiatry zachodnie z mis wydmuchania, rozwiniętych od strony wnętrza paraboli. Wydma wzrasta i przesuwa się zwolna ku wschodowi. Na „Korfowem" wydma paraboliczna, o dobrze wykształconych ramionach i czole, naruszona została przez wiatr, który przenosi lotny piasek z mis wydmuchania w kierunku wschodnim i północnym poza istniejące jeszcze części starej wydmy. Zachowane resztki warstwy gleby pozwalają na odrestaurowanie konturów dawnej wydmy, utrwalonej. Porównanie z dzisiejszą wydmą wskazuje wyraźnie na przesuwanie się obydwu ramion ku północnemu - wschodowi pod wpływem przeważających wiatrów południowo-zachodnich. Proces rozwiewania zachodzi także w części czołowej wydmy. Na zachód od wału czołowego wydmy rozwinęła się misa. Materjał przenoszony jest przez wiatry południowo-zachodnie i zachodnie ku północnemu - wschodowi i wschodowi. I tu szczęśliwie zachowane resztki gleby pozwalają na odtworzenie profilu wydmy w poprzednim okresie spoczynku. Okazuje się, że dawny szczyt jej został cokolwiek ścięty, a nowy przesunął się w kierunku północno-wschodnim o 30 m. Wędrówka tej wydmy zaczęła się w latach 1863—70, a nie będzie długotrwała wobec braku roślinności. Gdyby tu istniała roślinność przystosowana do stałego zasypywania przez piasek, wydma nietylko nie obniżałaby się w swej wędrówce, lecz przeciwnie podwyższałaby się dopóty, dopóki wiatr dostarczałby świeżego piasku. Utrwalona przez roślinność po skończonym okresie wywiewania — (osiągnięciu przez wiatr poziomu wilgotnego piasku) stanowiłaby typową wydmę paraboliczną.

A więc — świeżo tworzące się wydmy przyjmują zawsze postać wałów, ułożonych w kierunku istniejącej przeszkody, formy paraboliczne tworzą się po okresie rozwiewania. Fakt ten wielokrotnie był notowany w literaturze naukowej. Już Sokołow (26) wspomina, że stary, ustalony wał wydmowy, ruszony po usunięciu pokrycia roślinnego, przyjmie formę łuku. Solger (27) uważa wydmę paraboliczną za formę wtórną, utrwaloną wydmę ruchomą. Uczeni francuscy: Harlé (8), Briquet (5) formy paraboliczne traktują jako rezultat wtórnego przekształcenia wydmy wałowej przez wiatr. Jednak w kwestji sposobu tego przekształcenia każdy prawie z uczonych posiada pogląd indywidualny. Większość wiąże pochodzenie wydm parabolicznych z barchanami. Odmiennego zdania jest Harlé (8), ba-

dacz wydm gaskońskich, który parabolizację uważa za proces analogiczny do dzisiejszych pierwszych stadjów rozwiewania tylko na ogromną skalę.

Ostatnia hipoteza najbardziej odpowiada temu, co widzimy w puszczy Kampinoskiej. Barchanów niema. Wydmy paraboliczne pod Zamościem i na „Korfowem" rozwijają się dzięki ogromnym misom, z których wiatr wynosi piasek w kierunku swego działania. Na obszarach lotnych piasków powstają nowe wydmy, ale tylko w postaci wałów .

W puszczy Kampinoskiej pierwotne wały wydmowe powstawać musiały na granicy mielizn i wilgotnych, zalewanych często przez Wisłę obszarów dzisiejszych bagien, gdzie rozwijała się roślinność bagienna. Wały te miały strome zbocze, zwrócone ku bagnu. Stąd pochodzi 30—35° ku południowemu wschodowi pochylone uwarstwowienie grzędy pod Cisowem (L e n c e w i c z 14). Roślinność stopniowo zjawiała się i na równinie piasczystej, powodując wytwarzanie się wałów. Wszystkie te wydmy musiały być przynajmniej częściowo pokryte przez roślinność. Bezpośrednio potem pod wpływem tychże wiatrów zachodnich nastąpiło przekształcanie wałów na wydmy paraboliczne.

Proces modelowania trwał długo, świadczy o tem wywianie większości zagłębień międzywydmowych do jednego i tego samego poziomu — najprawdopodobniej poziomu wód gruntowych. Wały—formy prostsze zachowały się dzięki lokalnym warunkom. Krótkie wały pod Rybitwą i Polesiem leżały na terenie zalewanym przez wody wiślane. Powodzie zostawiały między wydmami gliny piasczyste, które przerywały procesy eoliczne a urodzajnością swą sprzyjały rozwojowi roślinności, wkraczającej z bagna na wydmę.

Wydmy puszczy Kampinoskiej przekraczają krawędź tarasu (III-go) pod Lipkowem, Wólką Węglową oraz Wiejcą na zachodzie, co świadczy o wędrówce wydm, z drugiej strony brak segregacji materjału mówi o nieznacznych rozmiarach tej wędrówki. Grubość ziarn piasku wydmowego zależna jest od materjału podłoża. Wydmy pasa południowego ogólnie wykazują materjał drobnoziarnisty zarówno w podłożu, jak i na wydmach. Na pasie północnym wydmy pod Małocicami, Czeczotkami mają piasek gruboziarnisty tak, jak i podłoże, a dalej na zachód pod Kromnowem znów znacznie drobniejszy.

W puszczy Kampinoskiej wszystkie wydmy utrwalone po-

kryte są jedną 15—20 cm. grubą warstwą gleby. W głębi nie znalazłam gleby kopalnej, ani przy kopaniu licznych dołów, ani też w przekopach kolejki i dróg. Istniał więc jeden tylko okres tworzenia się wydm i jeden długi okres spoczynku. Drobne, parocentymetrowej grubości warstewki próchnicy znaleźć można, ale tylko na wydmach w pobliżu wsi, wielokrotnie rozwiewanych np. pod Sierakowem; warstewki humusu i piasku odpowiadają okresom pokrycia wydmy przez las i rozwiewania.

Zabagnienie puszczy Kampinoskiej jest rzeczą późniejszą. Przedewszystkiem powstanie ogromnych wydm podniosło poziom wód gruntowych, następnie pasy gliniaste nad Wisłą i Bzurą zamknęły odpływ z bagien. Dalej same rośliny na bagnach spowodowały wytworzenie się warstwy orsztynu, która nie przepuszcza wody i potęguje zabagnienie.

Wiek wydm puszczy Kampinoskiej związany jest z wiekiem tarasu II-go.

Krajobrazy. Zbocze wysokie tarasu (III) ostrą linją odcina dwa światy: rozległą równinę, pokrytą urodzajnemi polami, bogatemi wsiami i dworami, i bagnistą dolinę z ciemną linją lasów woddali. Puszcza Kampinoska obejmuje dwa pasy wydmowe, oddzielone od siebie i od krawędzi tarasu (III-go) dwoma pasami bagien. Bagniste łąki lub olszniaki i ciągnące się wzdłuż nich wysokie wały wydm, porosłe lasem sosnowym, stanowią najcharakterystyczniejszą cechę krajobrazu puszczy Kampinoskiej.

Pasowość podkreśla jeszcze taras zalewowy o swoistym krajobrazie. Łożysko Wisły i jego pobrzeże cechują mielizny i kępy. Mielizny wyłaniają się z wody tylko w okresach niskiego wodostanu. Ubogie w roślinność zielną, pozbawione drzew i krzewów, obsadzane są przez człowieka wikliną, która przy sprzyjających okolicznościach zatrzymać może piaski i muły, niesione przez wodę w czasie powodzi; w ten sposób mielizna stopniowo przekształcać się będzie w kępę. Kępa wznosi się na 2 — 3 m. nad letni stan wody na rzece. Zalewana bywa tylko w czasie powodzi. Posiada roślinność nietylko krzewiastą, ale i drzewiastą, nadającą łożysku Wisły charakterystyczny wygląd.

Pobrzeże Wisły zasadniczo nie różni się od kęp. Zwarta ściana drzew i krzewów broni przed krą wały ochronne, a często i osiedla ludzkie. Zalewany stale w czasie wysokich wodostanów, skrawek ten najlepiej uwydatnia działalność wód wiślanych na wy-

brzeżu. Obok wielkich zmian — oderwania całych płatów wybrzeża, po każdej powodzi zauważyć można drobniejsze, a charakterystyczne zjawiska. Woda dąży przedewszystkiem do zniszczenia wszystkiego, co tamuje jej bieg: przewraca, wyrywa i unosi obrzymie nawet drzewa, by złożyć je następnie w jakimś dowolnym punkcie, jak np. w roku 1924 na pastwisku wsi Dziekanów Polski. Kry, niesione przez szybki prąd wody, ścinają jak nożem mniejsze drzewa, podcinają stare, które świecą potem zdala bielą drzewa, wskazującą na wysokość wód powodzi. Na równej poprzednio powierzchni wody wyrywają zagłębienia około 10 — 90 m. średnicy, 2 — 3 m. głębokości, w których powstają drobne jeziorka, do złudzenia przypominające oczka dyluwjalne. Podobne wyrwy czyni woda przed spotkaną przeszkodą. W 1924 r. po wylewie wiosennym jeden z domów mieszkalnych w Kiełpinie znalazł się na drobnej wysepce, połączonej przesmykiem z lądem, a otoczonej zewsząd wyrwą, kilka metrów głęboką. Drobniejsze przeszkody, pnie drzew, powodują wymycie od strony prądu rowu, o przebiegu półkolistym — około 0,50 m. głębokości. Poza przeszkodą woda układa pagórek z piasku, zwężający się w miarę oddalania się od niej, nieraz 6 i więcej metrów długi, zależnie od wielkości przeszkody. Formy te do złudzenia przypominają formy eoliczne na piaskach lotnych. Poza pasem pobrzeża ciągnie się wyrównana powierzchnia tarasu, wzięta w posiadanie przez człowieka, ograniczona wałem ochronnym od strony rzeki. Różnice gleb pozwalają na wyróżnienie dwu typów krajobrazu. Bliżej Wisły na urodzajnych madach wiślanych rozwinęło się sadownictwo. Dalej—na uboższych, piasczystych glebach brak sadów, przewaga łąk nad polami, oraz ubóstwo osiedli ludzkich. Urozmaicenie krajobrazu stanowią kanały, odwadniające mokre łąki oraz parę rozwianych wydm o ogólnych zarysach wału równoległego do biegu tarasu. Kilka jeziorek, świadków erozji, zgrupowało się u podnóża zbocza wydmowego (II), jak pod Kiełpinem, Dziekanowem Polskim, Kazuniem.

Na węższych skrawkach tarasu, w północno wschodniej części puszczy stosunki ulegają zmianie. Stale pozostaje rozwinięty pas przybrzeżny Wisły; urodzajne mady znajdujemy tylko w miejscach, gdzie taras się rozszerza, jak np. na Kępie Kiełpińskiej, pod Kazuniem Niemieckim i Polskim, pas trzeci niknie prawie zupełnie. Częstsze są natomiast ślady silnej erozji: jeziora, torfowiska — jak np. pod Kazuniem Niemieckim.

Granice tarasu zalewowego, szczególnie w pobliżu łożyska Wisły, ulegają ciągłym zmianom. Większa powódź zmienia stosunki do niepoznania. Po wiosennym wylewie 1924 roku Wisła odcięła część pobrzeża pod Łomną, utworzyła zeń nową kępę, przesuwając łożysko o 1 km., na południe w stosunku do mapy w skali 1 : 25.000. Część Kępy Kiełpińskiej została zrujnowana i wyniesiona przez wody, jezioro pod Dziekanowem Polskim przedłużyło się aż do bezpośredniego połączenia z Wisłą.

Z tarasem zalewowym na północnym-wschodzie graniczy bezpośrednio część tarasu wydmowego, pokryta utworami gliniastemi. Zdawna zajęta przez człowieka, krajobrazowo związana jest raczej z tarasem zalewowym, niż wydmowym. Gładka powierzchnia pól, zamożne wsie graniczą z borem, znaczącym początek piasków. Te same stosunki zachodzą i na zachodzie puszczy gdzie na gliniastych glebach nad Bzurą zdawna rozwinęło się rolnictwo, zatem wsie i dwory. Właściwa „puszcza" zamknięta jest wokoło uprawnemi polami.

Północny pas wydm puszczy Kampinoskiej szerokości od 2½—4 km. ciągnie się na przestrzeni 25 km. od Bzury do fortów Modlina. Na zachodzie około wsi Wilcze Tułowskie i Wilcze Śladowskie przecina go dolina, biegnąca z południa na północ, wcięta zaledwie na ½ m., szeroka około 1 km.; jest ona zabagniona, przecięta kanałem, odwadniającym ją ku Wiśle. Obok wspaniałych wydm na północnym pasie piaszczystym występują mniejsze i większe bagna. Jedne z nich są zamknięte w ramionach łuków wydmowych i pochodzeniem związane z wydmami. Typowe takie bagna znajdujemy wzdłuż południowego wału wydmowego, na północ od wsi Stara Dąbrowa, a na zachód od leśniczówki tejże nazwy, potem na pónoc od wsi Cisowe we wszystkich zagłębieniach międzywydmowych aż do Krzywej Góry na zachodzie. W zagłębieniach tych leży torf warstwą do 0,5 m grubą; woda pokrywa je stale wiosną i jesienią, w latach wilgotnych okrągły rok. Kontrast bagna i piasków podkreśla roślinność: las sosnowy na wydmach, a olszowy lub pola turzyc z wierzbami na bagnach. Drugi typ stanowią mniejsze bagienka około ⅛ km²., zgrupowane w północnej części pasa wydmowego od Rybitwy i Wilkowa do Polesia. Leżą one na równej powierzchni piasku, zdala od wydm, zachowując pewną ciągłość w kierunku równoległym do ogólnego biegu wydm. Głębokość bagien jest nieznaczna. Pod 15 — 20 cm. grubą warstwą torfu leży 15—20

cm. warstwa szaro-bronzowej gliny, pod nią piasek ten sam, co i dokoła. Do tego samego typu należą drobne bagienka o 10—20 m². powierzchni, które spotkać można na południowy-zachód od Kromnowa wśród piaszczystej, równej powierzchni. Głębokość ich stosunkowo większa. Torf leży w nich czasem 1 m. grubą warstwą, podłoże stanowi piasek, taki sam, jak otoczenia. Brak im ciągłości bagien poprzednich.

Południowy pas wydmowy szerokości od 1½ km. na zachodzie, do 3 km. na wschodzie jest węższy, lecz znacznie dłuższy od poprzedniego. Ciągnie się on od Bzury do wsi Sadowe na wschodzie, na przestrzeni 35 km., a nawet 40 km., jeśli uwzględnimy odgałęzienie ku Młocinom. Na ogromnej tej długości ulega lokalnym przewężeniom, jak np. pod wsią Roztoka, gdzie rozcina go wąska dolinka erozyjna z kanałem. W środkowej części tego pasa wydmowego mapa topograficzna jest bardzo niedokładna, np. na południowy wschód od wsi Bieliny bagno rozszerza się na koszt piasków, tymczasem w rzeczywistości leżą tam wydmy około 11 m. wysokie.

Podobnie jak na północnym tak i na tym pasie wydmowym między ramionami wydm leżą torfowiska, z tą tylko różnicą, że są głębsze i zawierają torf wełniankowy, eksploatowany obecnie przez rząd. Torfowiska te zgrupowane są w północno-wschodniej części wydm pod Pociechą. Kształt ich zależny jest od układu i długości ramion wydm parabolicznych. Tak zwane Długie Bagno, największe z torfowisk ma 2 km. długości, co przy szerokości 100 — 250 m. usprawiedliwia całkowicie nazwę. Torf wypełnia je warstwą niewiele przekraczającą 1 m., ale ulegającą nieznacznym wahaniom.

Drugi typ bagien znajdujemy na południowym pasie wydmowym w części najbardziej zbliżonej do Wisły — pod Palmirą i Adamówkiem. Są to bagienka, lub jeziorka, czasem wąskie i kręte doliny, zamieniające się dżdżystą porą w długie jeziora.

Południowy pas wydmowy oddziela od krawędzi tarasu III-go pas bagien, rozbity na szereg oddzielnych kotlin, noszących nieraz lokalne nazwy. Rozczłonkowanie wywołują pojedyncze wydmy lub ich kompleksy oraz falista linja przebiegu krawędzi tarasu. Zachodnia część bagna ciągnie się wąskim pasem ½—2 km. szerokim od Smolnej Wólki do Kampinosa, gdzie wpoprzek przerywa go parę wydemek. Dalej na wschód krawędź tarasu skręca ku północnemu wschodowi, pas bagien ulega przewężeniu,

dochodzącemu do maximum pod Łubcem, gdzie wydmy pasa południowego przypierają bezpośrednio do krawędzi tarasu (III-go). Od Łubca taras łagodnym łukiem zawraca ku południowemu wschodowi, bagno rozszerza się do 3 km., lecz wydmy dzielą go na dwie kotliny komunikujące się wąskim paseczkiem na północy u stóp wału wydmowego.

Południowo-zachodnia kotlina, między Łubcem, a Wólką Zaborowską nosi nazwę Białego Błota, zaś północno wschodnia między Sadową a Sierakowem — Ciechowęża. To ostatnie bagno, należące do posiadłości rządowych, zachowało najwięcej cech pierwotnej puszczy i wraz z potężnemi parabolami wydm Sierakowskich i Łuża stanowi najpiękniejszy bodaj zakątek puszczy Kampinoskiej. Tu też proponuje R. Kobendza (9) stworzenie rezerwatu. — Ciechowąż był zawsze terenem, trudnym do odwodnienia, leży bowiem w kotlinie, zamkniętej ze wszech stron wydmami, a spadek ma ku zachodowi. Dopiero w ostatnich czasach przekopano kanał poprzez pas wydm południowych, wyzyskując drobne zabagnione dolinki bezwodne i odprowadzono wody przez Janówek do głównego kanału w północnej bagnistej dolinie. Wskutek trudności odwodnienia, bagna te były niedostępne dla człowieka, wkraczającego na nie tylko zimą, w czasie dużych mrozów, stały się więc schroniskiem rzadkiego gdzieindziej zwierza: dzika, sarny i żórawia, gnieżdżących się tam do dziś.

Pomimo przekopania kanału, Ciechowąż wiosną i jesienią, a nawet latem w roku wilgotnym, pokryty jest wodą, z której wyłaniają się tylko grondy. Wysepki te, wyniesione maxymalnie ½ metra nad poziom wody, mają zazwyczaj kształt elipsy, o ostrzejszym nieco końcu zachodnim; długość ich waha się od 100 — 250 m., szerokość od 25 — 75 m. Oś podłużna skierowana jest ze wschodu na zachód. Grondy stanowią jedną z najcharakterystyczniejszych cech bagien puszczy Kampinoskiej wogóle. Nigdzie jednak nie rzucają się tak w oczy, jak na Ciechowężu, gdzie dzięki zachowanemu pokryciu roślinnemu odcinają od olch i wierzb bagna swym sosnowo-grabowym i dębowym drzewostanem. Wydmy Łuża oddzielają Ciechowąż od bagna mniejszego, noszącego nazwę Uroczysko Łuże, a przylegającego w części północno-wschodniej do wyspy dyluwjalnej pod Dąbrową. Dolina, oddzielająca wyspę tę od krawędzi wysokiego tarasu umożliwiła odprowadzenie wód z tego bagna do Wisły. Po-

mimo istnienie szerokiego kanału, woda stoi na bagnie stale, po zamknięciu szluz w kanale zalewała większe przestrzenie, tworząc jezioro.

Białe Błoto i bagna zachodnie straciły swój pierwotny charakter. Po wycięciu lasów na grondach powstały pola i wsie, rozrzucone wśród olbrzymich łąk. Zachowany kawałek lasu na północ od Zaborowa stanowi niedostępny olszniak, zalany niemal stale wodą.

Północny pas bagienny szeroki na 3 — 4 km. nieprzerwanie ciągnie się od Tułowic nad Bzurą do Sowiej Woli na wschodzie. Równą, jednostajną jego powierzchnię urozmaicają grondy, pokaźnych nieraz rozmiarów, jak np. gronda ze wsią Kiścinne lub wsią Zamoście. Niektóre z nich posiadają drobne wydemki, jak w Kiścinnem lub Starej Dąbrowie, całkowicie wykształcona jest tylko jedna wydma formy łukowej na północ od Zamościa. Jednostajny łagodny spadek ku Bzurze umożliwia tu odpływ wody, skutkiem czego bagna te są wogóle suchsze, niż południowe.

Obydwa pasy bagienne zwężają się stopniowo na zachodzie i wschodzie i łagodnie przechodzą w gliniaste, suche pola nad Bzurą i nad Wisłą.

Charakterystyczne, iż oba pasy bagien leżą na jednym poziomie, który bardzo nieznacznie tylko różni się od poziomu tarasu zalewowego. Wody powodzi nie zalewają jednak bagien dzięki nieco wyższym pasom glin nadrzecznych tarasu II-go, które jednocześnie zamykają odpływ wodom wnętrza puszczy i powiększają zabagnienie.

Puszcza Kampinoska — jej pasy wydmowe i bagienne stanowią dno olbrzymiej doliny. Pasy wydmowe i grondy są jej mieliznami, pasy bagienne — resztkami łożyska. Bagna wysłane są ostrym, gruboziarnistym piaskiem, czasem nawet żwirem, powierzchnia ich jest wyrównana, pochylona łagodnie ku zachodowi; wszystkie zagłębienia i grondy skierowane są równolegle do ogólnego przebiegu bagien. Południowy pas bagienny, pełen mielizn i kotlin niewiele się różni od obrazu, jaki widzimy dziś na Wiśle w czasie długotrwającej suszy.

Drobne bagienka (drugiego typu) na pasach wydmowych pochodzą z okresu późniejszego, niż wielkie pasy bagienne. Powstały po utworzeniu się wydm. Wody powodzi wiślanych, wlewając się na taras II-gi poszukiwać musiały dróg, wolnych od wydm i niszczyły podłoże, wymywając zagłębienia, w których utworzyły się jeziorka, a z czasem bagienka lub torfowiska.

Ciągi tych bagien kończą się zwykle na paryferji tarasu II-go, gdzie odcinają częściowo oddzielne wydmy od całego ich kompleksu, jak np. pod Polesiem. Dalsza erozja mogłaby odłączyć je zupełnie, podobnie jak to już nastąpiło z wydmami pod Leoncinem, Piaskami Królewskiemi, Kromnowem i t. d.

Do tego samego typu należą wąskie dolinki, przerywające ciągłość pasów wydmowych: północnego pod Wilczem Śladowskiem i Tułowickiem, południowego pod Roztoką i Siannem. Tędy wody, czasowo pokrywające pasy bagienne, przedostawały się ku Bzurze i Wiśle. Przerwanie nastąpiło po utworzeniu się wydm i osadzeniu się glin nad Wisłą i Bzurą, ponieważ doliny zależne są od układu wydm i przebiegu pasa gliniastego.

III. Hydrografja.

Wody puszczy Kampinoskiej znajdują się w ścisłym związku z położeniem i morfologją tego terenu. Mały spadek i zatamowanie odpływu z bagien sprowadzają do minimum odwodnienie powierzchowne. Taras wydmowy pochylony jest bardzo łagodnie ku zachodowi, tam też skierowywuje swe wody. Wzdłuż wielkich pasów bagiennych biegną drobne dolinki 100 — 200 m. szerokie, wcięte maxymalnie ½ m. w poziom ogólny. Południowy ciąg bagien pod Łubcem wydmy przecinają na dwie części: zachodnią i wschodnią. Ta ostatnia znajduje się w najtrudniejszych warunkach odwodnienia. Wody opadów atmosferycznych, wraz z wodami przyniesionemi przez strugi z wyższego tarasu III jak np. pod Lipkowem i Zaborowem, musiały szukać sobie ujścia. Nastąpiło przerwanie pasa wydmowego na północ od wsi Łubiec, poczem drobny strumień wyerodował nawet ładną dolinkę w kierunku południkowym. Nad dolinką tą rozłożyła się wieś Roztoka, zachowując w nazwie pamięć przerwania się wód przez pas wydmowy. Podobny fakt obserwować możemy na północnym wschodzie puszczy pod wsią Sadowa, gdzie dobrze zachowana dolinka, wcięta nieznacznie w poziom ogólny, wije się wśród wydm i prowadzi do północnego pasa bagien. Możliwe, że przy przerwaniu się wód tej części bagien, poważny współudział przyjęły wody wiślane w czasie powodzi. W zachodniej części południowego ciągu bagien odwodnienie także nie jest bezpośrednie. Wody tak zw. Djablego Błota, położonego na zachodzie, zatamowane przez pas gliniasty nad

rzeką, przerywają się wśród wydm pod Siannem i Bielinami Brochowskiemi do północnego pasa bagiennego, by wraz z jego wodami szukać ujścia. Ostatecznie wody puszczy Kampinoskiej i tarasu III aż z pod Babic i Łipkowa zbiera struga Łasica i odprowadza do Bzury. W północnej części puszczy Kampinoskiej od Kazunia Niemieckiego do Rybitwy biegnie wąska i płytka dolina, związana ściśle z wylewami Wisły, przeprowadza ona wody w czasie wysokiego wodostanu z meandru tarasu zalewowego pod Kazuniem Niemieckim na wielkie przestrzenie tarasu zalewowego pod Stanisławowem, Leoncinem i t. d.

Wszystkie doliny, przepływowe okresowo, czy stale, wyzyskane zostały przez człowieka, który w celu osuszenia bagien pogłębił i rozszerzył ich łożyska, odprowadzając wody ku Bzurze, częściowo ku Wiśle. Zgodnie z pierwotnym rozkładem wód, sieć kanałów zbiega się do jednego głównego kanału w północnym pasie bagiennym. W okresach wyjątkowo suchych, jak np. latem roku 1922 i 23 woda w głównym kanale wysychała niemal zupełnie, zato w 1924 r. wypełniła go po brzegi, często zalewając nawet najniższe łąki. W czasie powodzi wiosennej 1924 roku wody wiślane przepłynęły przez system kanałów puszczy od Ciechowęża do Bzury, mącąc ciemną, lecz przezroczystą jego wodę.

Wody gruntowe zależne są z jednej strony od położenia samej puszczy Kampinoskiej, z drugiej od arterji całej doliny — Wisły i dopływu jej Bzury. Profile, oparte na pomiarach studzien, wykonanych w lipcu — sierpniu 1924 roku, dały mi pewne wyobrażenie o poziomie wód gruntowych w puszczy i najbliższych jej okolicach. Profile przecinały badany teren na wschodzie, w centrum i na zachodzie od tarasu (III-ego), po wsie najbliżej Wisły położone. Poziom wód gruntowych na tarasie III-cim zależny jest od jego budowy geologicznej. Nieprzepuszczalne iły jeziorowe, występujące prawie bezpośrednio na powierzchnię, zmuszają ludność do korzystania z wód zaskórnych, bądź też do przekopywania całej miąższości iłów i sięgnięcia do wód gruntowych, zawartych w piaskach, podścielających iły.

W pobliżu granicy puszczy Kampinoskiej poziom wód gruntowych zniża się szybko do poziomu bagien tarasu wydmowego, zmuszając ludność wsi, położonych na krawędzi tarasu III, do kopania studzien 12 metrowej głębokości. To też zamożna wieś

Kampinos np. korzysta wyłącznie z wód zaskórnych, najgłębsza jego studnia ma wodę na poziomie — 1,45 m. Wieś Łubiec bierze wodę ze studzien, wykopanych u stóp tarasu III-go, częściowo ze źródeł, wypływających ze stoku tarasu — z powierzchni nieprzepuszczalnego dolnego marglu.

Południowy pas bagien — daleki od Wisły, bez swobodnego odpływu zewnętrznego, zalewany przez wody powierzchniowe i źródła, zabagniony jest najsilniej. Wody gruntowe latem

Fot. R. Kobendza.

Fig. 5. Bagno w zagłębieniu pomiędzy wydmami pod Cisowem, na wiosnę.

1924 r. na „grondzie" były na poziomie — 0,95 m. Wydm nie przekopywano do poziomu wód gruntowych. Z zagłębieniach międzywydmowych, leżących na tym samym poziomie, co sąsiednie bagna, woda gruntowa występuje stosunkowo płycej. Różnica wynosi około 30 cm., co należy przypisać wpływowi sąsiednich wydm. Na północnym pasie bagiennym poziom wód gruntowych waha się latem koło 1 m. — 1,50 m. na grondach, dzięki ułatwionemu odpływowi zewnętrznemu.

Wpływ Wisły daje się zauważyć dopiero poza północnym pasem wydm, na tarasie zalewowym I, bądź też częściowo jeszcze

na tarasie wydmowym II. Najbliżej powierzchni występuje poziom wód gruntowych w pobliżu wydm, potem łagodnie towarzysząc powierzchni, zniża się ku Wiśle, by w jej pobliżu obniżyć się do poziomu wody na rzece. Mieszkańcy pobrzeża nie kopią też najczęściej studzien, lecz korzystają z wody rzecznej.

Hydrografja tarasu zalewowego wykazuje całkowitą zależność od Wisły. Związane z nią są wody gruntowe, odzwierciadlające wahania wodostanu, jeziorka są rezultatem erozyjnej działalności wód Wisły. Wielkość, kształt nawet ilość tych jezior nie jest stała. Każdy nowy wylew powoduje zmiany. Z jednej strony zamula jeziorka osadami, zostawionemi po powodzi w wodach jeziora, z drugiej strony szybki prąd wody zmienia konfigurację dna i zarysy wybrzeży, jak to np. miało miejsce po wiosennej powodzi 1924 r. na jeziorze pod Dziekanowem Polskim.

Wylewy są zjawiskiem częstem. Ks. Nowiński z Głuska notował w kronice parafialnej zalewy od 1813 do 1846 roku. W tym czasie było 11 powodzi. Większość 36% wypada na wiosnę — okres ruszania rzeki, kiedy lody Wisły i Narwi stłoczone w jednem łożysku tworzą często zatory. Te powodzie są najgroźniejszych rozmiarów i najpoważniejsze pozostawiają skutki. Powodzie jesienne stanowią 27% ogólnej liczby. Są one rezultatem silnych opadów. W sierpniu 1813 roku w kronice zanotowana jest powódź, a według danych Instytutu Meteorologicznego w tym miesiącu wysokość opadów w Warszawie przekroczyła normę o 64 mm. czyli 78%. W sierpniu 1839 roku — 127%, w sierpniu 1840 r. — 73%, a w lipcu 1844 roku — 182%.

Zalewy wiosenne są niejednakowo dotkliwe dla całego tarasu zalewowego puszczy Kampinoskiej. W roku 1924 zator utworzył się pod Jabłonną, a ucierpiała szczególnie Kępa Kiełpińska i sąsiednie pobrzeże tarasu II-ego. Innych lat zator pod Zakroczymiem lub Czerwińskiem skierowywał wody na obszar zalewany między Modlinem a Bzurą, który narażony był wtedy na niebezpieczeństwo zniszczenia.

Dolina Bzury zalewana jest nie przez Bzurę, a przez wody Wisły, które skutkiem podniesienia się poziomu wlewają się do bocznej doliny. Podobne nieco zjawisko zachodzi pod Polesiem na bagienkach, odcinających wydmy od tarasu II. Posiadają one ujście, skierowane na zachód, to też wody powodzi wlewają się do nich w kierunku odwrotnym do biegu rzeki — z zachodu.

IV. Stosunki antropogeograficzne.

Puszcza Kampinoska zamieszkana była od wieków. Każda rozwiana wydma dostarcza bogatego materjału archeologicznego w postaci narzędzi krzemiennych i żelaznych, skorup naczyń glinianych i t. p. Człowiek przedhistoryczny osiedlał się nietylko wzdłuż Wisły i Bzury, lecz przenikał bagna i wydmy puszczy Kampinoskiej. Bagna dziś jeszcze utrudniają komunikację, przed przekopaniem kanałów stanowiły przeszkody nie do przebycia, tem samem naturalną ochronę przed nieprzyjacielem. Świadczy o tem doskonale zachowane grodzisko z podwójnym pierścieniem fos i wałów, położone na północny wschód od Kampinosa na wale wydmowym, graniczącym z bagnem. (P o d k o w i ń s k a 20). Miejsce to, osnute licznemi legendami, nosi nazwę Zamczyska.

W historycznych czasach puszcza Kampinoska stanowiła królewszczyznę, należącą do starostwa Mszczonowskiego (Sosnowski 32). Zabagnienie jej, jak również bliskie sąsiedztwo puszcz: Bolimowskiej, Jaktorowskiej, Myszynieckiej sprzyjały rozwojowi grubego zwierza. Dzięki temu puszcza Kampinoska stanowiła jeden z terenów polowań królewskich, gdzie zwierzyna podlegała specjalnej ochronie.

W 1771 roku puszcza Kampinoska wraz z sąsiedniemi wsiami królewskiemi była oddzielnem starostwem kampinoskiem w ziemi Sochaczewskiej, woj. Rawskiem. Starostwo to dzierżawił od rządu łowczy koronny, Franciszek Branicki.

Od drugiej połowy XVIII wieku osiedlają się wgłębi puszczy t. zw. potażnicy lub budnicy, jak opisuje Sosnowski (32). Byli to przybysze z różnych stron Polski i Niemiec, którzy zajmowali się pędzieniem smoły, wyrobem klepek, paleniem drzew na popiół i potaż. Mieszkali oni w budach, postawionych wśród puszczy, stąd nazwa ich budnicy i nazwa osiedla budy. Na mapie P e r t h e e s'a z 1786 roku widoczne są liczne „Budy" wśród jednolitej jeszcze puszczy. Mamy więc Budy Cisowe, Budy Dąbrowa, Budy Górki, Budy Zaborowskie, gdzie nazwa szczegółowa zapożyczona jest bądź od lokalnych cech przyrody, jak: Dąbrowa, Cisowe, Górki, lub też od sąsiedniej wsi, jak Zaborowskie.

Mapa P e r t h e e s'a pozwala bliżej przyjrzeć się stosunkom zaludnienia w puszczy Kampinoskiej pod koniec XVIII stulecia. Osiedla odcinają puszczę od Wisły i Bzury. Człowiek zajmuje pod uprawę urodzajne gliny tarasu wydmowego i mady wiś-

lane tarasu zalewowego. Na samem wybrzeżu lokują się niewielkie skupienia oznaczone na mapie, jako „Hollendry". Są to osiedla kolonistów, typowe dla wybrzeży nadwiślańskich od Gdańska po Kozienice. Kolonizacja nizin nadwiślańskich rozpoczęła się w XV wieku, gdy na żuławę gdańską sprowadzono pierwszych osadników — holendrów (Baranowski 3). W XVI i XVII stuleciu kolonizacja przesuwa się stopiowo na południe, obejmuje starostwa pruskie, Inowrocławskie. W roku 1629 holendrzy traktują o osiedlenie się na Saskiej Kępie pod Warszawą. Na terenie puszczy Kampinoskiej ustala Baranowski rok 1776 jako datę powstania kolonji Kazuń Niemiecki (gmina Cząstków).

Nazwa „Hollendry" nie świadczy bynajmniej o narodowości holenderskiej kolonistów. W XVIII stuleciu nazwa ta odnosiła się do organizacji społecznej, wzorowanej na dawnych kolonjach holenderskich. Kolonistami są najczęściej niemcy, używający narzecza dolno-niemieckiego (Plattdeutsch).

Wszyscy koloniści — t. zw. holendrzy byli ludźmi wolnymi. Ziemie dzierżawili od właściciela na określony przeciąg czasu, po upływie którego właściciel mógł kontrakt odnowić, lub też przedstawić nowe warunki. Ziemi otrzymywali zwykle włókę. Kontrakty zwalniały kolonistów od wszelkich ciężarów z wyjątkiem naprawiania tam nadwiślańskich. Osady holenderskie nosiły charakter oddzielnych kolonij.

W wieku XIX rolnictwo rozszerza się na koszt puszczy. Stopniowo od Wisły i Bzury wkracza człowiek wzdłuż najlepiej odwodnionego północnego pasa bagien i zakłada osiedla na miejscu wyciętego lasu. W nazwach wsi zachowuje się pamięć, panującej do niedawna puszczy. Na mapie Gilly'ego z 1802—03, roku znajdujemy Dąbrowę i Dąbrówkę, Brzozówkę, Olszowiec lub też nazwy zapożyczone z państwa zwierzęcego: Krogulec, Sowią Wolę. Wilków, Łosią Wólkę i t. p. Inne jeszcze wsie noszą nazwy, wzięte z pokrewnych dziedzin przyrody, jak Piaski, Famułki (famuła — gąszcz, breja) (Sosnowski — Karłowicz). Gać (hać — faszyny pęków chróstu, gałęzi). W ostatniem wreszcie stuleciu duże majątki parcelują swe posiadłości na obszarze dawnej puszczy i powstają nowe osiedla pod nazwami utworzonemi z imion lub nazwisk dawnych właścicieli np. Karolinów, Lasocin (Lasoccy), Bromirżyk (Bromirski), i t. p. Dziś z dawnej puszczy pozostało 183.89 km². lasu o bardzo różnej wartości. Stanowi to 32.9% ogólnej

powierzchni dawnej puszczy, zaś 40,6% tarasu II. Większość lasów należy do posiadłości rządowych, reszta do majątków Zaborów Leśny, Tułowice, Łazy, Zaborówek, Leszno, Łomna i innych, mniejszych. Pozostały obszar zaludniany w różnych okresach czasu przez kolonistów przedstawia pewną rozmaitość pod względem etnograficznym. Koloniści niemcy zachowali do dziś swą religję i język (Plattdeutsch); dzieci, a czasem i dorośli z trudnością mówią po polsku. W czasie ostatniego spisu ludności (r. 1921) chrześcijanie niekatolicy (ewangelicy, protestanci i t. p.) podawali się zwykle za niemców. Były jednak wypadki, że ewangelików, niemców faktycznie, mieszkańców wsi, noszącej nazwę: „Niemiecki" zapisano jako polaków. Jest to wynik wręcz nieprawdopodobny, rezultat wadliwie przeprowadzonego spisu. Chcąc uniknąć tego błędu, opracowałam mapę wyznaniową, a nie narodowościową, lecz w ten sposób, by dała jednocześnie pojęcie o narodowości mieszkańców. Znaki na mapce uwzględniają procentowość katolików, ale tylko w stosunku do innych wyznań chrześcijańskich, czyli odzwierciadlają przypuszczalny stosunek polaków do niemców. Żydzi wydzieleni są całkowicie i skupienia ich ponad 10-ciu w jednem osiedlu, oznaczone są na mapce czarnemi kropkami. Dane czerpane są z ostatniego spisu ludności 30. IX. 1921 r.

Obliczenia robione były dla każdej wsi oddzielnie. Granice wsi oznaczone na podstawie planów, pozostałych po b. Wydziale Ziemskim i Warszawskiej Komisji Gubernjalnej do spraw włościańskich, a przechowywanych przez Archiwum Skarbowe Min. Wyzn. Rel. i O. P. Niestety, nie znalazłam planów wszystkich wsi, oznaczonych na mapie sztabowej w skali 1:100.000. Zdjęcia niektórych wsi nie zostały zakończone przed wojną, plany innych dotąd nie wróciły z Rosji. Na ogólną liczbę 180 wsi brakowało planów 14 t. j. 7,7%. Gorzej nieco przedstawiła się sprawa po porównaniu wykonanej mapy wsi z danemi spisu ludności. Okazało się, że ilość wsi znacznie wzrosła, przyczem ujawniła się niejednostajność w ujmowaniu pojęcia wsi w różnych okręgach spisowych. W powiecie Sochaczewskim, gminie Tułowice łączono przy spisie w jednostki duże, oddzielne wsie, noszące odrębne nazwy, jak: Myszory i Kaptury, Kromnów Polski i Kromnów Niemiecki. W gminie Cząstków powiatu Warszawskiego spisywano oddzielnie kolonje, mające 1 budynek mieszkalny np. Dziekanów, Porzezinowo. W gminie Zaborów brak w spisie wsi, które

są zaznaczone na mapie i mają swe plany w Archiwum Skarbowem. Niektórym wsiom pozmieniano nazwy np. jest w spisie wsi gminy Łazy — Polski Grunt, na mapie — Moskiewski Grunt i t. p.

Wobec tych trudności zmuszona byłam użyć różnych sposobów, by możliwie wiernie odzwierciadlić panujące dziś stosunki. Gdy plany wsi całkowicie wypełniały gminę, a spis wykazywał w niej wieś nową, mieszkańców tej wsi rozrzucałam na pozostałe wsie, proporcjonalnie do ilości ich mieszkańców. W gminach, gdzie były majątki ziemskie, dziś rozparcelowane całkowicie, lub częściowo, wszystkie wsie i kolonje nowe odniosłam do byłych posiadłości majątku np. w gminie Kampinos, Łazy, Cząstków.

Rezultaty obliczeń przedstawione są na mapce wyznaniowej, gdzie odmiennemi znakami zaznaczone są wsie: 1) z ogromną przewagą katolików (70 — 100%), 2) z przewagą katolików (50—70%), 3) z przewagą niekatolików — chrześcijan (niemców) (30—50% katolików), 4) z ogromną przewagą niekatolików (0 — 30% katolików). Okazuje się, że wsie z przewagą niemców rozłożyły się przedewszystkiem na terenach zalewanych, wzdłuż Wisły, pasem od 1 do 3 km. szerokim. Jedna grupa prawie czysto niemieckich wsi leży nawprost Modlina, druga ciągnie się od Zakroczymia do Czerwińska. Dalej na zachód procent niekatolików stopniowo maleje i nad Bzurą mamy już wsie czysto katolickie—polskie. W miejscu, gdzie najszerzej rozwinęty jest taras zalewowy, pas nadwiślańskich, niemieckich osiedli graniczy od południa z wsiami czysto polskiemi. Brak zupełnie przejściowości, łączenia się dwu różnych elementów etnograficznych.

Na tarasie II-im osiedla z przewagą niemców znajdujemy w pobliżu Warszawy. Łomianki Dolne, graniczące z Młocinami mają 26,3% katolików. Na mapce plama ta niknie, gdyż nie posiadałam oddzielnego planu Łomianek Dolnych, a po połączeniu ich w grupę z sąsiedniemi Łomiankami Górnemi i Fabrycznemi procent katolików wzrósł do 79. Wsią prawie czysto niemiecką jest Dziekanów Niemiecki. W zachodniej części puszczy całą grupę wsi bardziej lub mniej niemieckich widać około Myszor — Famułek. Zajmują one mokre, bagniste obszary, położone między pasami, wydmowemi, częściowo piaski przybrzeżne. Ogółem w puszczy Kampinoskiej jest 3.338 chrześcijan niekatolików (prawdopodobnie niemców), co stanowi 12,2% ogółu ludności

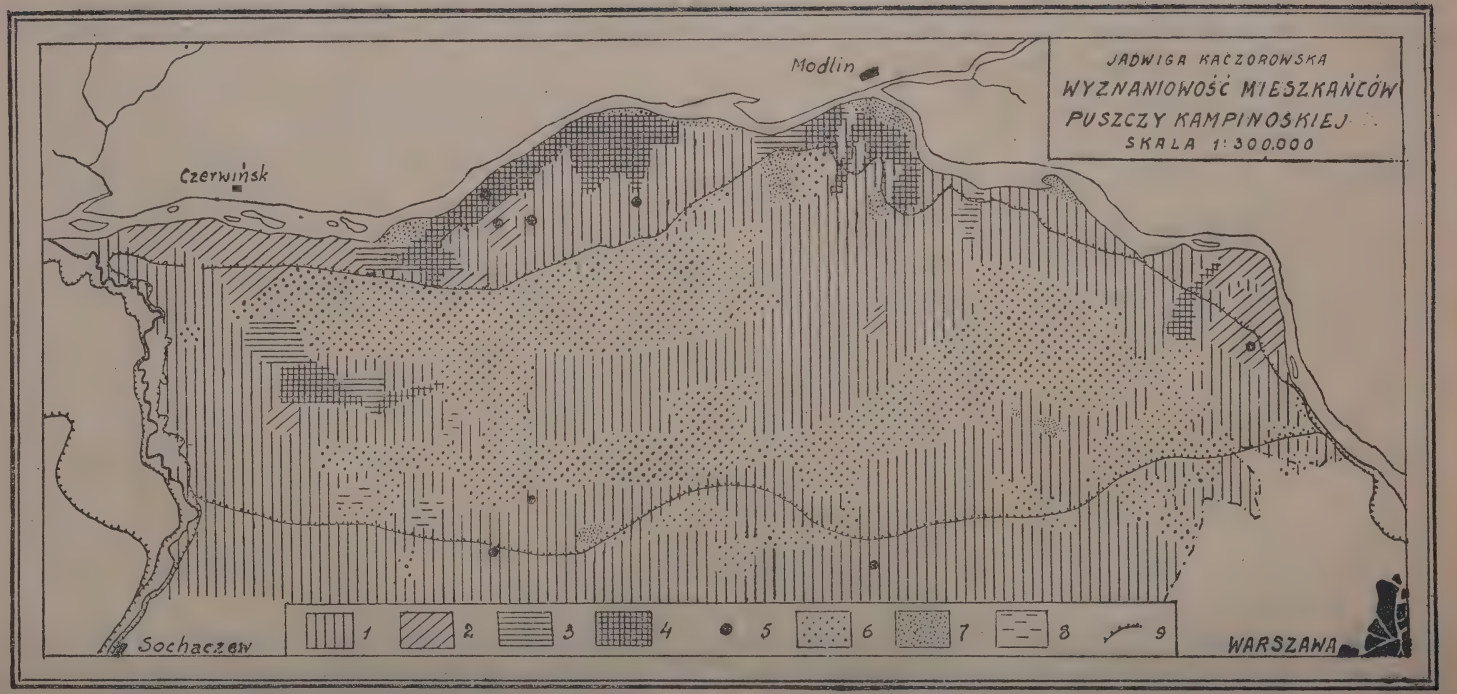


Fig. 6. Procent katolików—*Pour cent des catholiques:*
1) 70 — 100, 2) 50 — 70, 3) 30 — 50, 4) 0 — 30, 5) skupienie żydów powyżej 10-ciu ludzi — *agglomérations des juifs au dessus de 10 personnes*, 6) lasy — *forêts*, 7) nieużytki — *friches*, 8) łąki wsi i majątków, położonych poza obszarem puszczy — *dépandences des propriétés rurales, qui se trouvent au dehors du territoire en question*. 9) tarasy — *terrasses*.

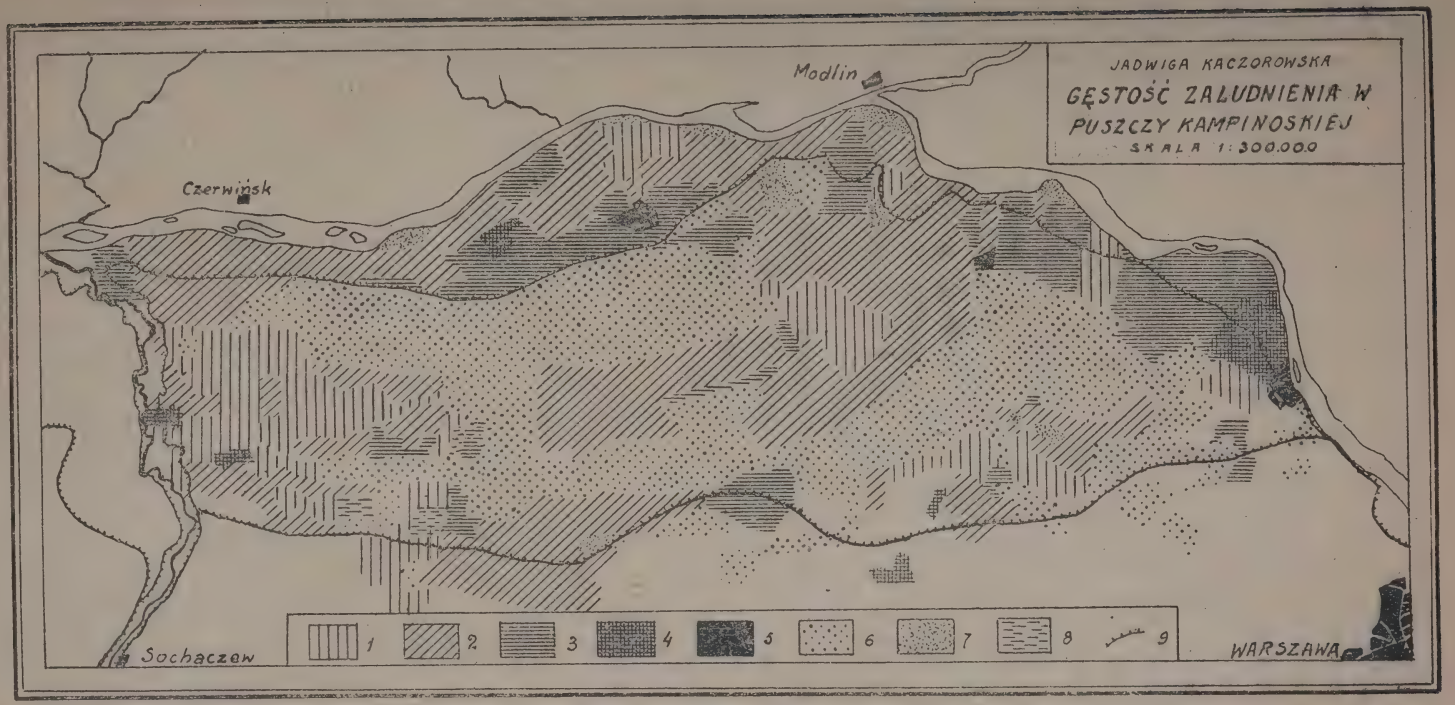


Fig. 7. Liczba mieszkańców na km.² — *Nombre des habitants pour km.²*:
1) 0 — 50, 2) 50 — 100, 3) 100 — 150, 4) 150 — 200, 5) ponad — *audessus de* 200, 6) lasy — *forêts*, 7) nieużytki — *friches*, 8) łąki wsi i majątków, położonych poza obszarem puszczy — *dépendances des propriétés rurales, qui se trouvent au dehors du territoire en question*, 9) tarasy — *terrasses*.

(Warszawa ma 0,1% niemców, wojew. Warszawskie 2,2%). Żydów jest znacznie mniej — 598, czyli 2,2% ogółu. Skupiają się oni na terenach najgęściej zaludnionych — we wsiach o charakterze miasteczek, na tarasie zalewowym między Modlinem a Bzurą: w Secyminku i Leoncinie, oraz w pobliżu Warszawy na tarasie II: w Łomiankach Górnych i Fabrycznych (Warszawa 26,9% żydów, wojew. Warszawskie 7,7%).

Chcąc możliwie dokładnie oddać stosunki gęstości zaludnienia na badanym obszarze, wydzieliłam przedewszystkiem lasy, nieużytki, oraz łąki należące do wsi i majątków, położonych całkowicie poza obrębem puszczy. Wydzielenie wszystkich łąk, jako tylko częściowo użytkowanych przez człowieka, jest niemożliwe, albowiem mieszkańcy około 30 wsi znaleźliby się bez ziemi. Same osiedla leżą na grondach, uprawiane są także tylko grondy, lub wąskie pasy piasków wzdłuż wydm. Są to obszary tak niewielkie w stosunku do pozostałych łąk, że na mapie nawet w skali 1 : 100.000 nie dadzą się uchwycić.

Przy opracowywaniu mapy gęstości zaludnienia dane co do ilości mieszkańców czerpane były ze spisu ludności 1921 r., powierzchnia poszczególnych wsi, ewentualnie drobnych ich grup (w razie trudności, o których wyżej mowa), obliczana z mapy wsi w skali 1:100.000.

Analizując otrzymane rezultaty widzimy, że tereny o największej gęstości zaludnienia rozłożyły się na tarasie zalewowym Wisły, oraz na madach tarasu II-go między Młocinami a Modlinem. Obszary o najmniejszej gęstości zaludnienia — w zachodniej części puszczy nad Bzurą. Na wnętrze puszczy wypada gęstość 50 — 100 ludzi na km². Takie ogólne rezultaty otrzymać można, nie uciekając się do wykreślania granic i obliczania powierzchni ziemi poszczególnych wsi, lecz biorąc jako podstawę obliczeń całe grupy osiedli np. taras zalewowy, lub północny pas bagienny. Otrzymamy wtedy np. na najurodzajniejszej części tarasu zalewowego między Modlinem a Czerwińskiem — około 140 ludzi na km², na madach tarasu II-go 100 ludzi na km², na błotach w zachodniej części puszczy 50 ludzi na km².

Takie rozmieszczenie pozwala na wyprowadzenie wniosku o ogromnej zależności mieszkańców od warunków przyrodzonych — przedewszystkiem gleby. Najgęściej zaludnione są mady, rzadziej piaski i bagna, najrzadziej te same piaski i bagna, ale

znajdujące się dalej od Warszawy, lub innych większych ośrodków.

Gdy przyjrzeć się mozaice gęstości zaludnienia poszczególnych wsi, uderza przedewszystkiem ogromna nierównomierność. W dwu sąsiednich wsiach: Sowiej Woli i Wędziszewie mamy 29 i 120 ludzi na km², Małej Wsi i Leoncinie — 48 i 224 ludzi na km². Takie zestawienia dają dalsze, głębsze ujęcia kwestji. Rozmieszczenie ludności jest zależnie nietylko od terenu, odgrywają tu rolę czynniki historyczne, psychologiczne, kulturalne i t. d. Wieś Sowia Wola nabyła niedawno rozparcelowane tereny folwarku; liczni mieszkańcy Wędziszewa żyją głównie z lasu. Leoncin przekształca się stopniowo w miasteczko, stąd wzrost jego ludności. — Ogólnie zauważyć można, że najzamożniejsze wsie niemieckie nad Wisłą mają stosunkowo mniejszą gęstość zaludnienia, niż sąsiednie wsie polskie. Koloniści niemieccy otrzymywali ongiś znaczne działki ziemi, nie rozdrabniają też dziś swych gospodarstw. Wsie o ludności polskiej są zaludnione gęściej, choć mają ziemie znacznie gorsze. Stosunkowo bardzo gęsto zamieszkane są bagna wnętrza puszczy, gdzie jedyną podstawą utrzymania są łąki np. Bieliny gm. Kampinos 107 ludzi na km². Odgrywa tu rolę mała przedsiębiorczość mieszkańców, która musi być w dużej zależności od specjalnych warunków, jakie stwarza odległość od środków przemysłowych i handlowych, fatalne warunki komunikacji, pierwotność samego życia na obszarach świeżo wydartych puszczy.

Te trudne warunki odstraszały zamożniejszych obywateli ziemskich. Większych majątków ziemskich (ponad 500 ha) na obszarze byłej puszczy Kampinoskiej jest zaledwie 4. Z tych dwa leżą na glinach nadbzurzańskich, jeden na pasie gliniastym tarasu II nad Wisłą, jeden tylko wewnątrz dawnej puszczy — i prowadzi gospodarkę leśną.

Ogółem ludność puszczy wraz ze służbą leśną wynosi 27.310 ludzi, czyli 48,8 ludzi na 1 km². całego obszaru puszczy Kampinoskiej, a 72,6 ludzi na 1 km². tegoż obszaru po wyłączeniu lasów. (Województwo Warszawskie 72,1 ludzi na 1 km. powierzchni wraz z lasami).

Zajęcia ludności ściśle związane są z warunkami przyrodzonemi. Na pasach bagiennych rozwija się przedewszystkiem hodowla bydła — krów. Mleczarstwo stoi do dziś na bardzo niskim stopniu rozwoju. O spółkach, kooperatywach mleczarskich

niema mowy. Rolę pośredników między producentem a konsumentem spełniają mleczarze, lub t. zw. maślarze, zwykle bardziej przedsiębiorczy włościanie, którzy robią na tem doskonałe interesy. Nieurodzajność gleb, oraz znaczny procent lasów stwarza specjalne warunki, które wytworzyły typ ludzi całkowicie, lub częściowo „żyjących z lasu". Niekiedy są to jednostki, czasem mieszkańcy całej wsi. Latem zbierają oni zioła, grzyby i jagody, zimą pracują na porębach, wiosną w szkółkach i przy obsadzaniu poręb. Poza tem hodują bydło — krowy, które za niewielkiem wynagrodzeniem pasają w lasach rządowych. Chróst i szyszki dostarczają opału, mech i ściółka zastępują słomę. Ilości ludzi tej kategorji wydzielić niepodobna. Skutkiem tego nie można obliczyć względnej gęstości zaludnienia lasu i nienaturalnie powiększona jest gęstość zaludnienia na terenach sąsiadujących z lasem. (Jeśli uwzględnić tylko leśniczych i gajowych z ich rodzinami, to na 1 km² lasu wypadnie 1,13 ludzi).

Na gliniastych glebach tarasu II nad Wisłą i Bzurą rozwija się przedewszystkiem rolnictwo. Paszy dla bydła dostarczają przyległe zalewane doliny Wisły i Bzury.

Pasowość tarasu zalewowego wybitnie odbija się w antropogeografji. Na wybrzeżu Wisły, najczęściej poza wałem ochronnym, mieszczą się osiedla rybaków, którym Wisła dostarcza środków do życia. Równolegle biegnie pas najurodzajniejszy — mad wiślanych. Na nich rozłożyły się ogromne sady, które dostarczają owoców Wisłą lub końmi do Warszawy. Właściciele posiadłości, docierających do samej rzeki, hodują na mieliznach wiklinę, którą odstawiają do Warszawy, lub też przerabiają na miejscu na wyroby koszykarskie. Przemysł ten rozwinął się znacznie w czasie wojny skutkiem drożyzny mebli.

Rolnictwo na terenach zalewanych związane jest ściśle z umiejętnością walki z zalewami. Według Ks. Lipskiego, proboszcza parafji Głusk, polacy zdają się najczęściej na łaskę losu. Jeden zalew może zniszczyć wszystkie zasiewy, więc biernie obrabiają swój kawałek ziemi, nie dbając o ulepszenia, postęp w gospodarce. Inaczej zachowują się koloniści niemieccy. Posiadają oni zdawna metody gospodarki na terenach niskich, zalewanych, stosują je z powodzeniem, a mając wogóle znaczniejsze działki ziemi, sięgają dobrobyt. Osiedla ich są bardzo charakterystyczne — zawsze rozproszone, robią wrażenie małych folwarczków.

Domy drewniane, kryte gontem, stawiane są zwykle na wzniesieniu naturalnem lub sztucznie nasypanem dla zabezpieczenia przed powodzią. Dom mieszkalny posiada drzwi wejściowe, podzielone na dwie części: górną i dolną, otwierające się oddzielnie, co chętnie przejmuje od niemców i ludność polska. Wnętrze różni się od innych chałup wiejskich czystością i zamożnością. Dom mieszkalny i obory mieszczą się najczęściej pod jednym dachem, na jednem wyniesieniu. Całość zabudowań wraz z ogromnym sadem otoczona jest płotem, plecionym z wikliny. Takież opłotki grodzą pola kolonistów niemieckich, zabezpieczając je przed zaniesieniem przez piaski w czasie powodzi. Aby odpowiadały swemu celowi — umacniane i przeplatane są świeżo prawie co rok. Stary chróst opłotków zużytkowywany jest na opał. Drogi prowadzące do domostwa kolonisty niemieckiego wysadzane są wierzbami, młode pędy, których dostarczają materjału na płoty, a pnie stanową pewną ochronę przed krą powodzi. Drogi te noszą charakter dróg prywatnych, wiodą tylko do kolonji, kończąc się ślepo. Nie tak łatwo jest wydostać się z pośród opłotków rozproszonego osiedla kolonistów.

Typ osiedli zależny jest z jednej strony od czynnika etnograficznego, z drugiej związany jest z morfologją terenu. Wsie polskie mają charakter luźnych rzędówek, lecz do pewnego stopnia zależnych od morfologji. Wzdłuż krawędzi tarasu czy to wydmowego II, czy też wysokiego III ciągną się rzędówki długiemi szeregami, niemal nieprzerwanie, podkreślając każde zagięcie krawędzi tarasu. Przytem wsie na granicy tarasu zalewowego i wydmowego II lokują się zawsze na górze — na brzegu tarasu II, a na granicy tarasu wysokiego zarówno na górze tarasu, jak i u jego stóp, gdzie łatwiej o wodę, a nie grozi niebezpieczeństwo zalewu.

Wgłębi puszczy osiedla zgrupowane są w długie szeregi luźnych rzędówek wzdłuż równoleżnikowo ciągnących się pasów wydmowych. Wsie na dużych grondach są tegoż samego typu, zastosowują swój przebieg do kształtu grondy, jak np. Zamoście, Kiścinne, Cisowe.

Wzdłuż dróg o przebiegu południkowym osiedla rozrzucone na drobnych grondzikach stanowią typ pokrewny do rzędówki luźnej jak np. Górki.

Wsie polskie na tarasie zalewowym wyciągnięte są również w długie szeregi luźnych rzędówek, odcinając się wybitnie od są-

siednich wsi niemieckich. Jednak znać na nich pewien wpływ sąsiednich kolonistów niemieckich. Przejawia się on w sposobie budownictwa, rozwoju sadownictwa i racjonalnego gospodarstwa mlecznego.

Wsie niemieckie na terasie II-gim nie różnią się niczem od zwykłych wsi polskich.

Zasadniczą arterją komunikacyjną dla puszczy Kampinoskiej jest Wisła. Jest to bardzo powolny środek komunikacji, przytem istnieje tylko wiosną, latem i jesienią.

Druga arterja komunikacyjna — linja kolei żelaznej Warszawa—Sochaczew, odległa jest od południowej granicy puszczy Kampinoskiej 7—12 km., rzadko bywa przez mieszkańców używana. Najczęściej podróże swe do stolicy odbywają końmi. Lecz i stan dróg odpowiada nazwie „puszczy". Cały teren puszczy Kampinoskiej posiada 39,8 km. szosy. Na sumę tę składa się odcinek szosy: Młociny — fort naprzeciw Modlina — 21,5 km. i sieć szos, łącząca forty Modlina na lewym brzegu Wisły — 18.5 km. Jeśli nie brać tej części pod uwagę, na 559.165 km² powierzchni wypada 21,5 km. szosy, czyli 3,8 km. na 100 km² i ani jednego kilometra kolei. (Wojew. Warszawskie szos 11,9 km. na 100 km²). W ostatnich czasach opracowywany był przez rząd projekt kolei Ożarów — Modlin, oraz Młociny — Modlin. Po zrealizowaniu tego projektu stosunki ulegną zasadniczej zmianie.

Brak dogodnej komunikacji tem więcej daje się odczuć, że sam materjał podłoża utrudnia przejazd. Drogi, przechodzące przez tereny wydmowe, dostosowują się do morfologji, wymijają wydmy, korzystając z obniżeń na końcach ramion parabol, najczęściej biegną wzdłuż wału wydmowego na granicy bagna i wydm. Wszystkie te drogi są piasczyste, ciężkie. Trakt, łączący ważniejsze ośrodki, utrzymywany jest przez gminy. Obok niego istnieją drogi drugorzędne do wsi i leśne — lokalne, związane z porębami. Na bagnach drogi wyzyskują wszelkie wyniesienia terenu, przedewszystkiem grondy. Odcinki między niemi muszą być sztucznie nasypywane, obrzeżone rowami, zwykle są także obsadzone drzewami i noszą nazwę tritw. Każdy zamożniejszy gospodarz z obszarów bagiennych posiada własną tritwę, zapewniającą mu w czasie roztopów wiosennych i słot jesiennych komunikację z pasem wydmowym lub traktem.

Rząd, posiadający znaczne obszary lasów w puszczy Kampinoskiej, przeprowadził przez własne tereny kolejkę, służącą do

przewozu drzewa z lasów do tartaku i z tartaku nad Wisłę. Zaspakaja ona tylko potrzeby leśnictwa, dla ludności nie posiada żadnego znaczenia.

Sejmik Sochaczewski, chcąc poprawić stosunki komunikacyjne, wybudował 31,6 km. kolejki, łączącej Sochaczew z Wyszogrodem i odnogę do tartaku w Piaskach Królewskich.

Pod względem administracyjnym puszcza Kampinoska należy do 3 powiatów: Warszawskiego, Błońskiego i Sochaczewskiego. Błoński zajmuje tylko drobny klin puszczy, największe obszary przypadają na powiat Sochaczewski. Granica jego biegnie Wisłą, na wschodzie podchodzi aż do Modlina.

Ogromne odległości od centrum administracji wcale niedodatnio wpływają na miejscowe stosunki.

Praca niniejsza jest rezultatem 3-letnich studjów rozpoczętych w roku 1922 na zlecenie prof. Stanisława Lencewicza, który w ciągu pracy nie szczędził mi swych cennych rad i wskazówek. Również wiele zawdzięczam panu prof. Janowi Lewińskiemu. Za tę pomoc i wskazówki składam niniejszem obu pp. profesorom wyrazy szczerego podziękowania.

RÉSUMÉ.

Notre territoire est situé dans la grande vallée de la Vistule en aval de Varsovie. Du nord il est limité par l'escarpement des hautes terrasses (3-ème et 4-ème) au pied duquel parcoure la Vistule. Les terrasses sont taillées dans les dêpôts glaciaires, le néogène n'affleure que dans certains endroits au niveau du fleuve. Au sud le territoire est limité par la troisième terrasse à hauteur relative de 12 à 15 m.

La plaine d'inondation (1-re terrasse) est développée long du bord sud de la Vistule, ainsi que de deux côtés de son affluent — Bzura. Elle est formée par les sables et les limons alluviales. La seconde terrasse (76—66 m d'altitude) s'élève environ 3 m au dessus de la première. Nous y voyons deux zones parallèles des dunes, séparées par une bande marcécageuse — ancien lit de la Vistule. Les dunes présentent tantôt des formes paraboliques, tantôt des remparts parallèles au fleuve; ces derniers longent le bord de marécage et présentent des formes primitives, l'origine des dunes

paraboliques étant due à leur transformation. Les marais se maintiennent grâce aux dunes qui empêchent l'écoulement superficiel et soulèvent la nappe des eaux souterraines. Les immenses champs de dunes sont couverts des forêts, celles-ci avec de grands marecages ont occasionés le nom polonais „puszcza" c'est-à-dire la forêt intraversable. Toutefois le paysage ressemble aux landes.

L'homme pénetra d'abord suivant les rives de la Vistule et de la Bzura, dont la terrasse d'inondation est cultivée depuis longtemps, grâce à la fertilité des limons. Ensuite la population longe la lisière situé entre les dunes et les marais, la forêt restante inhabitée jusqu' aux nos jours. Le nombre d'habitants s'élève à 27.310, dont 85,6% font des catholiques, 12.2% des protestants et 2,2% des juifs. La population protestante habite en prépondérance la terrasse d'inondation. Elle descend des anciens (XVIII siècle) colons allemands, toutefois elle a conservée leur culte et leur langue.

La terrase d'inondation étant la plus fértile, la densité de la population y est la plus grande, environ 140 habitants par 1 km^2. Les confins orientaux sont aussi bien peuplés — environ 100 habitants par 1 km^2, le fait qui s'explique non seulement par le sol, mais aussi par la proximité de la capitale. Vers l'ouest la densité de la population diminue jusqu' aux 40 — 50 habitants par km^2 en voisinage de la Bzura.

Tout le territoire présente les zones parallèles marquées par la structure géologique, morphologique et les faits de géographie humaine, ainsi que le représentent les cartes jointes au texte polonais.

LITERATURA.

1. Amalickij W. O lednikowych obrazowanjach okriestnostiej Warszawy. Trudy Obszcz. Jestiestw. Warszawa. 1892—3.
2. Amalickij W. Nieskolko zamieczanij o poslietrieticznych otłożeniach okriestnostiej Warszawy. Trudy Obszcz. Jestiestw. Warszawa. 1895—6.
3. Baranowski. Wsie holenderskie na ziemiach polskich. Przegl. hist. 1915.
4. Brandt B. Das Bjelinybecken mit Warschau. Landschaftsbilder aus Polen. Ztschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin. 1917.
5. Briquet A. Les dunes littorales. Ann. Géogr. 1923.
6. Rocznik Statystyki Rz. P. Główny Urząd Statystyczny Rz. P. 1923 r.
7. Skorowidz miejscowości Rzplitej Polskiej I. Główny Urząd Statystyczny Rz. P. Warszawa, 1925.
8. Harlé E. i J. Les dunes de Gascogne. Bul. Section Géogr. Paryż, XXXIV, 1919.

9. Kobendza R. Projekt rezerwatu w puszczy Kampinoskiej. Las Polski. 1924 r.
10. Lencewicz St. Wydmy śródlądowe Polski. Przegl. geogr. II. 1922.
11. Lencewicz St. O wieku środkowego Powiśla. Posiedzenia P. I. G. Nr. 3. 1922.
12. Lencewicz St. Moreny czołowe między Płońskiem a Wyszogrodem. Spraw. T-wa Nauk. Warsz. 1917.
13. Lencewicz St. Zarys geologiczny okolic Warszawy. Ziemia. III. 1912.
14. „ Sprawozdanie Zakładu geograficznego U. W. Przegl. geogr. IV. 1924.
15. Lewiński J. Badania hydrogeologiczne okolicy. Warszawy. Roboty Publiczne Nr. 4, 1921.
16. Lewiński J. Sprawozdanie ze Zjazdu w sprawie dyluwjum Polski. Przegl. geogr. IV. 1923.
17. Lewiński J. i Samsonowicz J. Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwjum. Prace T-wa Nauk. Warszaw. Nr. 31. 1918.
18. Małkowski St. O wydmach piaszczystych okolic Warszawy — Prace T-wa Naukowego Warszawskiego Nr. 23, 1917.
19. ...n...i. Z podróży inspekcyjnej Ministra Rolnictwa i D. P. po lasach państwowych. Las Polski. Nr. 10, r. 1922.
20. Podkowińska Z. Grodzisko na „Zamczysku" w puszczy Kampinoskiej. Wiad. Archeolog. IX. 1925.
21. Prawosławlew P. K izuczenju lednikowych obrazowanij Carstwa Polskawo. Trudy Obszcz. Jestiestw. 1905.
22. Rychłowski B. Materjały do hydrologji Królestwa Polskiego i ziem przyległych. T-wo Nauk. Warsz. 1917.
23. Samsonowicz J. O budowie geologicznej okolic Warszawy. Ziemia. 1922.
24. Samsonowicz J. Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. Spraw. P. I. G. I. 1922.
25. Słownik geograficzny.
26. Sokołow N. A. Diuny, ich obrazowanje i wnutriennieje strojenje. Petersburg, 1884.
27. Solger F. Studien über Norddeutschen Inlanddünen. Stuttgart, 1910.
28. Sonntag P. Altes und Neues vom diluvialen Thorner Stausee. Schrift. d. Naturforsch. Ges. in Danzig. 1916.
29. S.(osnowski). Puszcza Kampinoska. Przyroda. I. Nr. 27 i 28.
30. Wunderlich E. Zur Frage der polnischen und norddeutschen Binendünen. Ztschr. d. Gesells. f. Erdkunde zu Berlin. 1916.
31. Wunderlich E. Die Oberflächengestaltung Polens. Handbuch v. Polen. 1917.

JERZY SMOLEŃSKI

Zjawisko epigenezy dolin subsekwentnych w Karpatach

(Le phénomène d'épigénèse des vallées subséquentes dans les Karpates polonaises)

I.

Cechą ukształtowania znacznych obszarów Beskidów Wschodnich jest równoległy układ podłużnych dolin i grzbietów, stwarzający typ t. z. gór rusztowych. Jest on wyrazem przystosowania się rzeźby do struktury podłoża. Budowa, na którą składają się tu fałdy i nasunięcia łuskowe, przedstawia w intersekcji równolegle naogół przebiegające wstęgi warstw skalnych różnowiekowych i różnych petrograficznie, — wstęgom tym odpowiadają naprzemianległe pasy grzbietów i dolin podłużnych. Tłomaczymy tę zgodność selekcyjnem działaniem czynników kształtujących, doliny określamy jako subsekwentne, grzbiety, jako wzniesienia zaoszczędzone. Sprowadzenie morfogenezy do wpływu różnic odporności podłoża każe nam więc z góry wiązać przebieg dolin podłużnych z wyłanianiem się na powierzchnię materjałów „miększych", linje grzbietów z wychodniami skał „twardych" [1]).

Szczegółowe zdjęcia geologiczne, przeprowadzane w ostatnich latach na obszarze Wschodnich Karpat Polskich, publikowane w Biuletynach Stacji Geologicznej w Borysławiu, pozwalają dokładniej śledzić związek rzeźby z budową. Znajdujemy w nich potwierdzenie powyższej zasady przystosowania — równocześnie jednak spotykamy paradoksalne od tego schematu odstępstwa. Szereg dolin podłużnych, zgodnych z biegiem warstw, a więc od budowy zależnych, towarzyszy występowaniu skał notorycznie odpornych choć w sąsiedztwie odsłaniają się równo-

[1]) Wyrażeń „twardy" i „miękki" używam tu i w dalszym ciągu w sensie większej lub mniejszej odporności na działanie erozji i denudacji.

DRUKARNIA WŁ. ŁAZARSKIEGO. WARSZAWA.

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego.
Travaux exécutés à l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

№ 8

STANISŁAW LENCEWICZ

Czwartorzędowe ruchy epirogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce środkowej

(Quartäre epirogenetische Bewegungen und Veränderungen im Flussnetz Mittelpolens)

(Zusammenfassung S. 17)

WARSZAWA
ODBITKA Z TOMU VI „PRZEGLĄDU GEOGRAFICZNEGO"
1926

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego
Travaux exécutés à l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

№ 8

STANISŁAW LENCEWICZ

Czwartorzędowe ruchy epirogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce środkowej

(Quartäre epirogenetische Bewegungen und Veränderungen im Flussnetz Mittelpolens)

(Zusammenfassung S. 17)

WARSZAWA
ODBITKA Z TOMU VI „PRZEGLĄDU GEOGRAFICZNEGO"
1926

STANISŁAW LENCEWICZ

Czwartorzędowe ruchy epirogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce środkowej

(Quartäre epirogenetische Bewegungen und Veränderungen im Flussnetz Mittelpolens)

Studjum podłoża dyluwjalnego naszego terenu dali w pracach ogólnych Lewiński z Samsonowiczem (4), oraz Zierhoffer (9), tematem tym zajmował się również Wunderlich (8), a ostatnio Sobolew (7). Według dwóch pierwszych autorów „związek obecnego naziomu z ukształtowaniem powierzchni podlodowcowej jest bardzo luźny i odbija się tylko na najogólniejszych formach, detale zaś wszystkie są wynikiem li tylko działalności lodowcowej" (s. 103). Istotnie tak rzecz wynika z nieco schematycznej mapy podłoża dyluwjum tych autorów; Zierhoffer znów pisze: „Rzeźba części południowej pasa środkowego jest zupełnie niezgodna z dzisiejszą. Mimo małych stosunkowo miąższości utworów dyluwjalnych, rzadko przekraczających 50m, zaznacza się niezależność dzisiejszej sieci rzecznej od poddyluwjalnej" (s. 29). Tymczasem pewna zgodność rzeźby dzisiejszej z poddyluwjalną widoczna jest nawet na jego mapie, jeżeli się na nią wniesie rysy morfologiczne. Wunderlich obracał się tylko w granicach b. Królestwa Kongresowego, i może z tego powodu nie doszedł do wyraźnych rezultatów, pisząc o zagadnieniach podłoża raz tak, drugi raz inaczej. Natomiast Sobolew zauważył istnienie dolin w podłożu dyluwjum.

Rozprawa niniejsza jest jednym z rozdziałów większej pracy, przeznaczonej do druku w wydawnictwach Państwowego Instytutu Geologicznego. Dlatego też pomijam w niej szereg faktów z zakresu morfologji i dyluwjum, o innych znów zaledwie wspominam. Należyte umotywowanie wyników mych badań ukaże się dopiero w tej obszerniejszej pracy.

Do naszych wywodów będziemy się posługiwali mapką Zierhoffera, zmienioną w tych miejscach, gdzie uzyskaliśmy nowe dane. Zaczniemy też od uzasadnienia tych zmian.

Z otworów świdrowych, wykonanych w pobliżu Imielnicy pod Płockiem wynikło, iż trzeciorzęd wznosi się tam conajmniej do 73 m. (może nawet do 85 m.), a przytem odkryłem w nim uskok 18 m. wysoki (3).

To wzniesienie podłoża dyluwjum nie jest faktem odosobnionym, wiercenie wykonane w Trzepowie, położonem na północ od Płocka, ujawniło pstre iły na wysokości 80 m.[1]). Również w górę Wisły wzniesienie to zachowuje się, a nawet wzrasta. Z otworów świdrowych wiadomo, że podłoże dyluwjum leży pod Gostyninem na wysokości 51 m. nad p. m., pod Gąbinem już na — 77 m., a w Sannikach — na 99 m. A więc w miejscu wielkiego zwężenia pradoliny Wisły, istnieje w podłożu garb, powiedzmy odrazu, narastający jeszcze po zlodowaceniu tej okolicy. Pod Czerminkiem, o 6 km. na NW od Sannik, a więc na linji tego garbu, znajduje się osobliwy pagórek, będący najwyższym punktem (140 m.) całego obszaru pomiędzy Wisłą i Bzurą. Leży on nad krawędzią zwężonej pradoliny i nie ma uzasadnienia ani w akumulacji lodowcowej, ani w erozji. Zaburzenia w uławiceniu piasków, podścielających glinę morenową w Czerminku, obecność iłów wstęgowych na wysokości 110 m., jak również pochylenie tarasów Wisły pomiędzy iłowem i Płockiem, przemawiają za naszem przypuszczeniem. Lewiński i Samsonowicz na 2-im profilu swej pracy o podłożu dyluwjum zaznaczyli, pomiędzy Gąbinem i Sannikami, dyzlokację wśród utworów trzeciorzędowych i kredowych. Wskazuje to również na tektoniczne pochodzenie naszego garbu[2]). Garb

---

[1]) Lewiński i Samsonowicz, na podstawie otworu wiertniczego, oceniają poziom podłoża w Płocku na +12 i —15 m.; cyfry te nie dadzą się uzgodnić z tem, co było wyżej powiedziane i chyba mają znaczenie tylko bardzo lokalne.

[2]) Przypuszczam, że ten garb sięga dalej za Wisłę. Lewiński i Samsonowicz (s. 25) za Rychłowskim (s. 270) podają w Małej Wsi następujący profil otworu świdrowego:

115 — 96 m. dyluwjum,
96 — 54 m. kra miocenu,
54 — 0 m. dyluwjum,

ale akurat brak tam było ważnych próbek, wskutek czego można go zinterpretować również w taki sposób, że podłoże dyluwjum sięga 96 m.

Dalej w tym samym kierunku, ciż autorzy podają otwór świdrowy w Nacpol-

gąbiński podłoża gwałtownie obniża się na południo-wschód. w Iłowie powierzchnia poddyluwjalna osiąga conajwyżej 54 m., a w Luszynie 31 m.[3]). Takiemu spadkowi podłoża odpowiada,

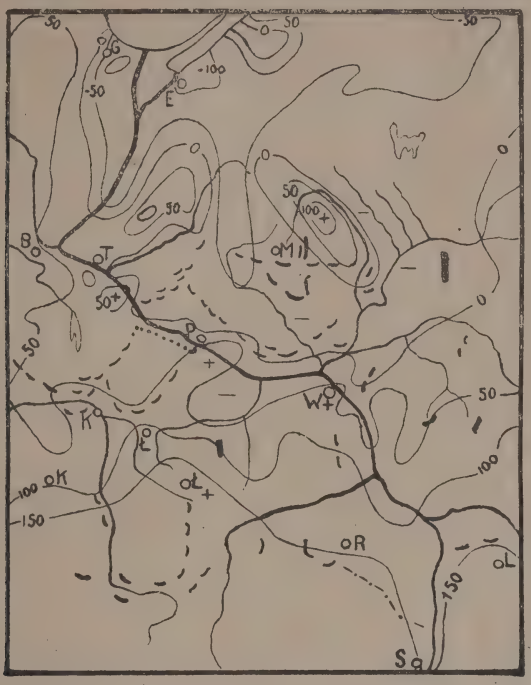


Fig. 1. Zależność moren czołowych i sieci rzecznej od podłoża dyluwjalnego. Poziomice podłoża według Zierhoffera z naszemi zmianami. Litery są inicjałami ważniejszych miast. Kreski oznaczają moreny czołowe. Linja z kresek i kropek oznacza jęzor lodowca, wysunięty wzdłuż doliny Wisły, po którym jednak nie zostało moren czołowych. Linja kropkowana zaznacza jęzor oscylacyjny w dolinie Wisły. Znak + okolice dotknięte ruchem pozytywnym, — ruchy negatywne. Poprawka. Cechy poziomic (50i0) nad zatoką Świeżą należy przestawić.

Abhängigkeit der Endmoränen und des Flussnetzes vom Untergrunde des Diluviums.

Die Höhenlinien des Untergrundes nach Zierhoffer mit unserem Änderungen. Die Buchstaben sind Initialien der wichtigsten Städte. Endmoränen sind gestrichelt. Die strich punktierte Linie bezeichnet die längs dem Weichseltal vorgeschobene Eiszunge, die jedoch keine Endmoränen hinterlassen hat. Die punktierte Linie bezeichnet die Oszillationszunge im Weichseltal. Das Zeichen + von positiver Bewegung, — von negativer betroffene Gebiete.

sku, z uwagą „dyluwjum nie przebito do +62 m.“. Oczywiście nie wynika z tego, aby podłoże miało spadać poniżej 0.

W każdym razie, w świetle naszych spostrzeżeń, warstwicą 50 — 100 m. należy objąć pas od Kutna przez Sanniki, Gąbin, przeprowadzając ją na drugą stronę Wisły.

[3]) Według Lewińskiego i Samsonowicza (4) w Luszynie podłoże dyluwjum leży na wysokości 11 m. Miąższość dyluwjum podają oni na 67 m., przy

pochylająca się w tym samym kierunku, doskonale zerodowana równina Żychlińska.

Kotlinowate rozszerzenia pradoliny Wisły pod Płockiem i pod Warszawą, odgrodzone są więc niejako od siebie ryglem podłoża. Wypiętrzenie odbywać się musiało bardzo powoli, bo Wisła pokonała je, ale ruch ten trwał jeszcze po zlodowaceniu dolnowem, na co wskazuje zwężenie doliny Wisły nawet w zakresie wysokich tarasów, jak również zmiana jej zasadniczego kierunku na południkowy pomiędzy Dobrzykowem i Borowiczkami.

Kotlina Toruńska ulokowała się znów w zagłębieniu podłoża, oddzielonem od płockiego nową wyniosłością. Garb ten przechodzi na prawą stronę Wisły, gdzie w Szpetalu pod Włocławkiem trzeciorzęd osiąga 90 m., w tym też kierunku należy przeciągnąć warstwicę 50—100 m. na mapie Zierhoffera. Podobnie jak w Czerminku na garbie gąbińskim, wzgórze Szpetalu wznosi się tuż nad krawędzią doliny, osiągając największą w okolicy wysokość 133 m.[1]). Podobnie jak pod Dobrzykowem, Wisła, przecinając garb poddyluwjalny, zmienia swój zasadniczy kierunek na południkowy, od Włocławka do Nieszawy, a górne jej tarasy zbliżają się bardzo do siebie.

Na uwagę zasługuje też okoliczność, że pomiędzy Karolewem i Rokiciem, dolina Wisły zwęża się w zakresie tarasów dolnych. odchyla się nieco bardziej na północ od kierunku zasadniczego, a w stoku nadspodziewanie wysokiego, lewego jej tarasu, zjawiają się zdyzlokowane pstre iły. Wskazuje to na świeżość procesów dyzlokacyjnych.

Wzniesienie Warszawskie posiada też swój odpowiednik w podłożu dyluwjalnem. Zierhoffer ocenia w Mokotowie poziom podłoża na 70 m. Amalickij opisał w cegielniach Mokotowa

---

powierzchni naziomu „ca 78 m.". Sądzę, że zaszła tu jakaś pomyłka, bo dno doliny Sludwi leży pod Luszynem w poziomie 90, a wieś ograniczona jest poziomicą 98 m. Jeżeli przyjmiemy ten najniższy możliwy naziom Luszyna, to podłoże dyluwjum wypadnie na wysokości 31 m. Zmniejsza to znacznie ogromny jego spadek od Sannik.

Z Jackowic znów, autorzy ci posiadali próbki tylko do głębokości 76,25 m., wobec czego nie jest wykluczonem, że podłoże występuje płycej, niż na podanym przez nich poziomie — 9 m. W takim razie zniknęłoby z mapy niezrozumiałe kotlinowate obniżenie poniżej 0 m.

[1]) Lewiński stwierdził pod Włocławkiem obecność drobnych fałdów wieku młodo-dyluwjalnego.

szereg odsłonięć trzeciorzędu. Trudno ocenić, czy ten trzeciorzęd nie jest w części iłem wstęgowym, bo kopalnie gliny zostały już splantowane. Jeżeli jednak przyjmiemy cyfry Lewińskiego i Samsonowicza, którzy rozporządzali próbkami wiertniczemi, to otrzymamy taki obraz: Błonie 81 i 78 m., Tworki 62 m., Piaseczno i Obory poniżej 50 m. Ponadto według Samsonowicza: Warszawa 95 m., Praga w miarę posuwania się na wschód: 71, 69, 65, 40, 35 m., w Kamionku i Lewinowie — podłoże obniża się poniżej poziomu morza. Na Bielanach, w odkrywce nadbrzeżnej, pstre iły występują w poziomie 76 m., a w pobliskiej Dąbrowie 80 m. Sądzę, że garb warszawski jest pochodzenia tektonicznego i wzrastał jeszcze po ostatniem zlodowaceniu. Poziomo uławicone iły wstęgowe, występujące pod Wołominem na wysokości 90—94 m., a w Kampinosie 87 m., mamy w Odolanach na wysokości 110 m; w dodatku tworzą one tam antyklinę. Fałdy tych iłów spowodowane zostały dyzlokacjami podłoża. Oto Kolski, opracowując otwory wiertnicze, wykonane pod filarami drugiego mostu kolejowego w Warszawie stwierdził, że na odległości 2 m. w jednym otworze występowała „pionowo obcięta" tłusta plastyczna glina, a w drugim, na tym samym poziomie, drobny ilasty piasek. Samsonowicz pisze znów, że pod Lewinowem istnieje wąskie zagłębienie w podłożu, schodzące poniżej poziomu morza, „być może część preglacjalnej doliny Wisły". Możliwe również, że jestto koryto Wisły polodowcowej, która omijała od wschodu garb warszawski.

Na przesuwanie się Wisły ze wschodu na zachód, w czasach nowszych mamy dowody w układzie tarasów dolnych. Obecnie wcina się ona w garb warszawski, co też ma swój wyraz w zwężeniu jej doliny zalewowej. Oczywiście Wisła nie mogła się przesuwać w stronę Warszawy do góry, a tembardziej płynąć poniżej podstawy erozyjnej. Wielka równina denudacyjna (taras Radzymiński) w układzie tarasów wiślanych wygląda tak, jakby podlegała tektonicznemu obniżeniu. Wskazują na to i nisko położone (100 m.), rozmyte resztki moren czołowych pod Tłuszczem.

Na północ od Wisły i dolnego Bugu podłoże dyluwjum, jak wiadomo, obniża się znacznie, tworząc t. zw. nieckę Mazowiecką, podnosi się jednak potem ku Mławie i Kiparom powyżej 100 m. (cokół Mazurski — Lewińskiego i Samsonowicza, garb Pruski — Zierhoffera). Powierzchnia utworów dylu-

wjalnych powtarza to samo, choć nie w tym stopniu, co na południe od Wisły. Nad dolną Narwią rozwinęły się wielkie równiny w poziomie 110 m., w Płockiem wyżyna dyluwjalna sięga zaledwie około 120 m., a wierzchołki moren (od 140 do 160 m.) leżą tu o 50—60 m. niżej, jak kulminacje wyżyny Mszczonowskiej i Kałuszyńskiej. Natomiast wyżyna Mławska, położona na stoku garbu Pruskiego, wznosi się na 200 m. i dorównywa tamtym wyżynom południowym.

Wątpię, czy w niecce Mazowieckiej podłoże obniżone jest poniżej poziomu morza, na tak wielkich obszarach, jak to przedstawiały dotychczasowe mapy. Zagłębienie pomiędzy Wkrą i Wisłą pozostaje pod znakiem zapytania, z braku dostatecznych danych wiertniczych. Pomiędzy Płockiem i garbem Mazurskim niema dotychczas wierceń, gdzieby podłoże dyluwjum schodziło do 0 m. Z naszych materjałów wynika, że po prawej stronie Wisły (na północ od Sannik i Płocka) sięga ono 80 m., dopiero w Iłowie (pod Działdowem) i Rypinie znane są punkty o podłożu poniżej 0 m. Jeżeli związać je z Załuskami (N od Modlina), to otrzymamy w podłożu rów, leżący poniżej poziomu morza, a kierunek jego odpowiadać będzie dolinie Wkry. Na mapce fig. 1 przedstawiliśmy rzecz bardziej oględnie, aby nie sugestjonować czytelnika.

Podzielając pogląd Zierhoffera na zapadanie się kotliny Warszawskiej, nie mogę się jednak zgodzić na jego argumentację. Wychodzi on z zasady, że skoro wzniesienia podłoża pokryte są grubą powłoką osadów dyluwjalnych, a obniżenia — cienką, to musiało zajść odwrócenie rzeźby w czasach polodowcowych. „Małe miąższości dyluwjum w osi Wisły wskazywałyby na wyniosłość w epoce lodowej", co uwydatnia profil E-E na tablicy II. Rozpatrzmy jednak materjał dowodowy autora. W Teresinie podaje on grubość dyluwjum na 0, rysując na mapce wyspę wyniosłości poddyluwjalnej. Dlaczego autor zinterpretował wiercenie Rychłowskiego w taki sposób, nie wiemy. Lewiński i Samsonowicz, którzy rozporządzali próbkami wierceń, ocenili tam grubość dyluwjum na 35 m., a wzniesienie podłoża na 52 m. Na profilu E-E opuszczono dolinę Wisły. Najniższy punkt naziomu wyobrażony został właśnie w Teresinie, t. j. w poziomie 90 m., zamiast pomiędzy tą miejscowością i Załuskami, to jest nad Wisłą w poziomie 64 m. Po wprowadzeniu tych poprawek, a choćby tylko drugiej, okaże się, że obniżenie na-

ziomu odpowiada obniżeniu podłoża, choć z pewnem przesunięciem. Mała miąższość osadów dyluwjalnych na równinie Błońskiej jest rezultatem ogromnej erozji, której podlegał ten obszar, skutkiem przesuwania się wielkich rzek. Dolina Wisły nie przesuwała się z północy na południe, bo przeczy temu morfologja obszaru. Tuż na północ od dzisiejszej Wisły zachował się pas moren Płońskich, oddzielony od rzeki tylko wąskim poziomem erozyjnym. Natomiast wspaniale rozwinięty poziom Błoński, wraz ze szczątkiem tarasu pod Nadarzynem, wymownie świadczą o przesuwaniu się doliny Wisły na północ i dążeniu jej do zajęcia najgłębszych miejsc podłoża. Rozmieszczenie iłów wstęgowych w kotlinie Warszawskiej wskazuje, że już w okresie międzylodowcowym teren ten był obniżony w stosunku do oko-

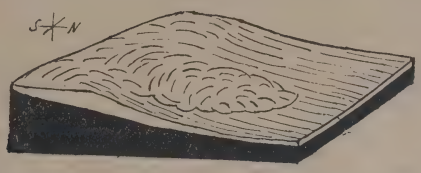


Fig. 2. Morena czołowa Domaniewicka na S od Łowicza, leży na stoku wyżyny dyluwjalnej, a zarazem na stoku powierzchni podłoża (czarne).
Die Endmoräne von Domaniewice im S von Łowicz; sie liegt auf dem Hang der diluvialen Hochfläche, und zugleich auf dem Hang der subdiluvialen Fläche (schwarz).

licy. Nawet w czasie ostatniego zlodowacenia równina Błońska leżała niżej od wyżyny Mazowieckiej, bo morena czołowa pod Domaniewicami południową swą częścią leży na wyżynie, a północną na jej stoku, podczas gdy podłoże obniża się na północ zgodnie z całym terenem. Powiększanie różnic w poziomach kotliny Warszawskiej i wyżyny Mazowieckiej trwało zapewne i po zlodowaceniu, ale odwrócenie rzeźby niema uzasadnienia.

Asymetrja wysokich tarasów Wisły pomiędzy Grójcem i Osieckiem, wraz z osobliwem położeniem moren Grójeckich, wskazują na tektoniczne pochodzenia tej części doliny. Wydaje się jakby cała wyżyna Mazowiecka wznosiła się jeszcze w czasach odwrotu ostatniego zlodowacenia. Wznoszenie odbywało się nierównomiernie: silniej w okolicach Łodzi, słabiej na wyżynie Mszczonowskiej. Rzeki płynące po wyżynie (Mrowa, Rawka, Jeziorka) mają głęboko wcięte młode doliny, a po zejściu na poziom denudacyjny, wygląd ich gruntownie się zmienia, doliny stają się płytkiemi, biegi znacznie wolniejszemi. Co prawda, może to być

równie dobrze rezultatem tylko zapadania się kotliny Warszawskiej.

Zjawiska młodej erozji szczególnie uderzają na wyżynie Łódzkiej. Wysoka równina spada ku wschodnim przedmieściom Łodzi stromą krawędzią o przebiegu NNW, tak rozciętą systemem regularnych młodych dolinek i wąwozów erozyjnych, że wytworzył się krajobraz pagórkowaty, o pozorach morenowego.[1])

W cegielni pod Dąbrówką-Strumiany (na NE od Zgierza) występuje w poziomie około 170 m. niesymetryczna antyklina utworów trzeciorzędowych. Jądro jej stanowią błękitne, bardzo tłuste iły, na których spoczywają bardzo drobnoziarniste, śnieżno-białe piaski kwarcowe; wyżej widać pokład piasków grubszych z zabarwieniem żółtawem, zawierający warstwy siwego iłu. Na tem zalega gruby pokład iłów siwych, a wyżej około 0,5 m. gruba warstwa iłu czarnego (od domieszek organicznych), nad którą mamy znów ił siwy, pokryty osadami dyluwjalnemi. W niektórych miejscach wśród iłów czarnych, spotyka się wtrącone pokłady węgla brunatnego lub storfiałe resztki roślinne, a według opowiadań właściciela cegielni odkopano nawet cały pień z konarami. W widocznej podczas mego tam pobytu osiowej części antykliny upad wynosił 50° na NEE, na skrzydłach po obydwu stronach kopalni łagodniał znacznie. W północnem przedłużeniu osi tej antykliny, w odległości około 2 km., występują znów wzmiankowane tu piaski z upadem podobnym.

Trudno przypuścić, abyśmy tu mieli do czynienia z krą trzeciorzędu, która akurat ustawiła się w formie antykliny o osi (N-S z lekkiem odchyleniem ku E), biegnącej w przedłużeniu krawędzi łódzkiej. Również nie mogę sobie wytłómaczyć powstania tej antykliny przez wyciśnięcie lodowcem. Morena Domaniewiecka leży stąd tak daleko, że wpływ jej nie mógł aż tu sięgnąć, przytem kierunek ruchu lodowca był tam inny. Na zachód od Zgierza nie znam nic takiego, co usprawiedliwiałoby parcie stamtąd. Pozostaje więc tylko przypuścić, że w okolicach Zgierza i Łodzi trzeciorzęd leży znacznie wyżej, niż dotychczas przypuszczano, a powodów powstania antykliny szukać należy w tektonice — prawdopodobnie w ruchu podłoża dyluwjalnego na linji garbu Kujawskiego — Gór Świętokrzyskich.

Miąższość osadów dyluwjalnych w okolicach Łodzi musi być

---

[1]) Wunderlich nawet wziął go za morenowy.

znacznie mniejsza niż dotychczas przypuszczano. Jeżeli rozważyć profile wiertnicze, wykonane w fabryce Poznańskiego w Łodzi, a opublikowane przez Lewińskiego (6 a na str. 44—47), to okazuje się, że występowały w nich utwory zupełnie podobne do naszych z cegielni pod Zgierzem, a więc niebieskie gliny, białe, drobnoziarniste kwarcowe piaski, „kawałki zwęglonego drzewa" i „okruchy torfu". Osady te występują już na głębokości 20 m., wobec czego oceniam tam wysokość podłoża dyluwjalnego na 175 m.

Dzięki robotom, wykonanym przy budowie kolei Łódź—Łęczyca, uzyskałem opis 10 otworów świdrowych, niestety bez próbek. Jednak opis techniczny (np. glina czarna, glina żółta z zielonemi plamami) nasuwa przypuszczenie, że są to utwory trzeciorzędowe, a tego, co figuruje w nim pod nazwą „muł", nie waham się uważać za ił trzeciorzędowy. W ten sposób we wzgórzu pod Konstancją (S od Ozorkowa) wysokość podłoża określam conajmniej na 130 m. Dalej na północ, pod Sierpowem „muł" znaleziono na wysokości 109 m., w Łęczycy wysokość podłoża oceniam na 104 m., a w dolinie Bzury spada ono do 94 m., oczywiście wskutek erozji rzecznej.

Naoczne stwierdzenie trzeciorzędu pod Zgierzem i otwory wiertnicze wskazują na istnienie jakiegoś wzniesienia poddyluwjalnego, biegnącego z wschodnich okolic Łodzi na Łęczycę. Już z mapy Zierhoffera można się dopatrzeć wzniesienia podłoża dyluwjalnego w „przełęczy Łęczyckiej"; poziomica podłoża 100 m. odchyla się według niego na północ, czego wymaga nawet zasada interpolacji w stosunku do garbu Gąbińskiego. Natomiast poziomicę podłoża 150 m., zakreślającą według Zierhoffera zagłębienie poddyluwjalne w okolicach Łodzi, należy wygiąć na północ, aby zaznaczyła garb. Taki pas wyniosłości poddyluwjalnej tłumaczy nam zarówno młode krajobrazy erozyjne wschodnich okolic Łodzi, jak i zwężenie doliny Bzury pod Łęczycą.

Sprawa odpływu Wisły przez Łęczycę do Warty przedstawia się w świetle naszych badań jak następuje:

Doliną dzisiejszej Bzury nie mogła płynąć Wisła z trzech względów: po pierwsze, dolina Bzury jest za wąska, zwłaszcza pod Łęczycą (1—1,5 km.), aby sobie można było wyobrazić przez nią przepływ choćby dzisiejszej Wisły. Powtóre, zwężenie doliny Bzury pod Sochaczewem, wraz z układem tamtejszych tarasów, przeczy prowadzeniu wód z dzisiejszej doliny Wisły, zaję-

tej przez puszczę Kampinoską, na Łęczycę. Wreszcie, dno doliny Bzury leży za wysoko. Wysokość jego pomiędzy Bzurą i Nerem określiliśmy na 95 m., podczas gdy puszcza Kampinoska leży w poziomie 70 m. Możnaby więc tylko mówić o równinie Błońskiej, jako o poziomie, po którym pra-Wisła płynęła na Łęczycę. Jednak i ten poziom jest za niski, bo wynosi około 95 m. (na krawędzi dolnej pod Kampinosem nawet tylko 87 m.), a przytem nasz pierwszy argument pozostaje w mocy.

Świadki erozyjne pod Dąbkowicami (117—111 m.) i Chruślinem (116—111 m.), załamanie stoku wyżyny dyluwjalnej pod Ozorkowem; tarasy pod Łęczycą (115—119 m.) wskazują, że dno pradoliny leżało wyżej od dzisiejszego poziomu Błońskiego. Wypada więc przypuścić, że rozdzielenie wód Wisły i Warty odbyło się na wysokości tarasów łęczyckich, tembardziej, że obniżają się one w obydwie strony. Obniżanie to możnaby znów tłumaczyć erozją przesuwających się z zachodu na wschód, prawych dopływów Bzury, oraz ogólną denudacją. Czynniki te przyczyniły się niewątpliwie do obniżenia terenu, ale nie tłomaczą one wszystkiego. Co znaczy bowiem zwężona, regularna, 15 do 20 m. wcięta, a martwa dolina na dziale wodnym? Pozostaje więc tylko przypuszczać jakieś niedawne epirogeniczne deniwelacje, zaszłe pomiędzy okolicami Łęczycy a równiną Błońską. Wypiętrzenie Łęczycy (bezwzględne, czy tylko w stosunku do obniżającego się poziomu Błońskiego) musiało się przyczynić do rozdziału wód Wisły i Warty. Początkowo rzeka usiłowała przepiłować wznoszącą się przeszkodę, skutkiem czego dolina zwęziła się, a stoki jej stały się bardziej strome i regularne, później jednak nastąpiło rozerwanie wód, które skierowały się w obydwie strony, pozostawiając martwą dolinę.

Pięknego przykładu zależności dyluwjalnych form terenu od podłoża dostarcza jeszcze garb Mazurski.

Od grupy moren Mławskich wysuwają się na południe, aż za Ciechanów krajobrazy świeżych moren czołowych. Ze wschodu ogranicza je około 30 m. wysoka krawędź, biegnąca od Dziarnowa-Wiśniewa w kierunku SSE, na Opinogórę. Nad krawędzią rozłożyła się wielka równina, łagodnie pochylona na wschód.

Pochód lodowca mławskiego na południe utrudniała ówczesna konfiguracja terenu, odzwierciadlająca ukształtowanie powierzchni poddyluwjalnej. Prąd lodu kierował się wogóle ku środkowi niecki Mazowieckiej podłoża, ale od wschodu rozwój

jego tamował garb mazurski (Kipary-Rycice). Krawędź opinogórska wytworzyła przeszkodę nie do przebycia. Część lodów zatrzymała się przed nią, sypiąc moreny pod Przasnyszem (Rudno—Osowiec Szlachecki), a prąd główny wysunął u jej stóp jęzor aż za Ciechanów.

Krawędź opinogórska nie może być wytworem wód roztopowych lodowca mławskiego, gdyż: 1) nie znaleźliśmy jej odpowiednika zachodniego; 2) moreny Ciechanowskie nie mogłyby

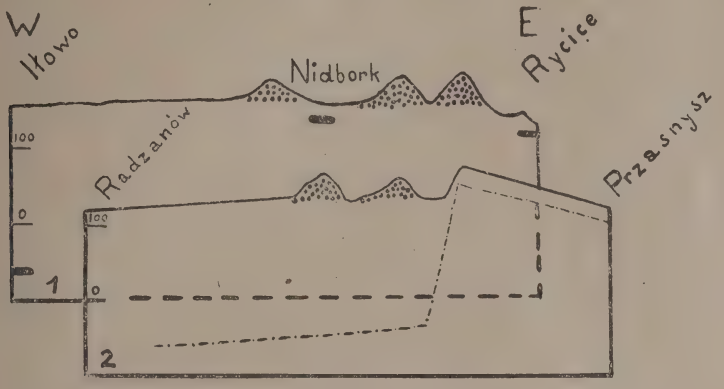


Fig. 3. 1—przekrój schematyczny przez moreny Janowskie (czarne kropki). Podłoże dyluwjum (czarne) w miejscach odwierconych, w Iłowie i Rycicach; Nidbork rzutowany z północy na płaszczyznę naszego profilu. 2 — Przekrój schematyczny przez moreny Ciechanowskie i krawędź opinogórską; linja z kresek i kropek — przypuszczalna powierzchnia podłoża.
1—Schematischer Querschnitt durch die Moränen von Janów (schwarze Punkte). Der diluviale Untergrund (schwarz) an erbohrten Punkten, in Iłowo und Rycice; Neidenburg von Norden in unsere Schnittebene projiziert. 2 — Schematicher Querschnitt durch die Moränen von Ciechanów und die Stufe von Opinogóra; die strich-punktierte Linie — die wahrscheinliche subdiluviale Oberfläche.

się były ostać na drodze takiej potężnej erozji, która zdołała wyrzeźbić 33—35 m. wysoki stok; 3) nad krawędzią teren jest równy, erozyjny, a poniżej na wyraźne cechy świeżej akumulacji lodowcowej; 4) krawędź osiąga 193 m. wysokości, dorównywując najwyższym morenom mławskim (Czubatka 201, Lipowiec-204 m.), a przewyższając moreny Ciechanowskie. To też zaznaczać ona musi, jakiś rys orograficzny starszy, niż okoliczne moreny. Bliskie sąsiedztwo poddyluwjalnego garbu Mazurskiego pozwala szukać przyczyn jej powstania w podłożu dyluwjum, tembardziej, że wypada ona na przedłużeniu linji tektonicznej, biegnącej z Wormditt do Nidborka (Neidenburg), wyznaczonej przez K r a u s a.

Na północo-wschód od krawędzi opinogórskiej leży, wyznaczony przez Lewińskiego i Samsonowicza, garb mazurski podłoża, przebiegiem swoim odpowiadający doskonale naszej krawędzi. Zierhoffer nadaje mu przebieg równoleżnikowy, łącząc go nawet z poddyluwjalną wyniosłością wschodnią, choć sam pisze: „możliwe, że warstwica + 50 m. nie łączy wypiętrzenia kiparskiego z wyżyną wschodnią, lecz zamyka pierwsze od wschodu, drugie od zachodu" (str. 12).

Brak materjałów wiertniczych nie pozwala na dokładne zdanie sobie sprawy z wyglądu i kierunku tego wyniesienia, sądzę jednak, że południowy zarys garbu bardziej zbliża się do rzeczywistości. Podłoże dyluwjum, wzniesione w Kiparach i Rycicach do 119 m[1]), opada gwałtownie na zachód (Mława poniżej + 40 m.,Iłowo conajmniej — 58 m. poniżej poziomu morza) i południe (Maków 41 m.)[2]), a więc zgodnie z przebiegiem i pochyleniem krawędzi opinogórskiej. Z obszaru położonego na wschód od garbu Mazurskiego, materjału wiertniczego niema, dopiero z okolic Łomży i Ostrołęki znane są trzy otwory świdrowe, świadczące o niskiem położeniu podłoża (Podgórze — 6 m., Drogoszewo + 8 m.., Grodzisk — 6 m.).

W braku materjałów geologicznych, pozwalam sobie wypowiedzieć tylko przypuszczenie o rysach podłoża tej okolicy, na podstawie morfologicznej. Garb „Mazurski" rozciąga się w kierunku południowo - wschodnim, gdzie uwydatnia się jeszcze wygięciami Narwi pod Różanem i Serockiem. Zachodni stromy jego stok wyraża krawędź opinogórska[3]), wschodni, łagodniejszy, — brzeg puszczy Kurpiowskiej. Kurpie leżą w obniżającem się zagłębieniu podłoża, równoległem do garbu mazurskiego, na co wskazują nietylko zacytowane otwory wiert-

[1]) Lewiński i Samsonowicz poziom podłoża dyluwjum w Kiparach podają na 119 m., Zierhoffer — w tekście 125 m. (str. 42), na tablicach — 98 m. (str. 42). W Rycicach dwaj pierwsi autorzy oceniają wysokość podłoża na 56 m., przyjmując nad nim krę miocenu, sięgającą do 119 m.

[2]) Punkt ten nie jest miarodajny do oceny nachylenia podłoża, bo dyluwjum nie było tam przewiercone, podobnie jak w sąsiednim Rożanie (do 43 m.). Otwór w Krasińcu znów nie dostarcza wyraźnych danych.

[3]) Przypuszczam nawet, że trzeciorzęd leży bardzo płytko u podstawy tej krawędzi. W Stryjewie Wielkiem u podnóża jej bije źródło, które dawniej dostarczało wodę dla całej wsi. Przy czyszczeniu wykopano (według opowiadań) zwęglone drzewo i liście. Stąd utrzymuje się wśród ludności mniemanie, że w „górze" jest węgiel.

nicze, ale i kierunki rzek, a przedewszystkiem łuk Narwi z Łomży przez Ostrołękę na Rożan.

Przebieg brzegu puszczy Kurpiowskiej, równoległy do krawędzi opinogórskiej, nie jest bynajmniej zjawiskiem wyjątkowem. Kierunek NNW-SSE uwydatnia się często w rysach morfologicznych (np. krawędź Łódzka) i biegach rzek zarówno wielkich, jak małych. Widocznie jest to jakiś kierunek tektoniczny.

Nasze studja nad iłami wstęgowemi rzucają też światło na traktowane tu zagadnienia. Już Lewiński wypowiedział przypuszczenie, że „iły wstęgowe, których geneza jest inna niż iłów zastoiskowych" — „mogą to być utwory międzylodowcowe, powstałe w wielkim zbiorniku wód". Posuwamy się dalej i wszystkie iły wstęgowe sprowadzamy do jednego zbiornika międzylodowcowego, odrzucając dotychczasowe hipotezy o zastoiskach. Ciągłość stratygraficzna pokładów iłów wstęgowych wzdłuż Wisły aż zpoza Warszawy, nie ulega dla mnie wątpliwości. Zlepieńce podściałające występują pod niemi zarówno w okolicach Warszawy jak Włocławka. Iły przykryte są zazwyczaj powłoką morenową, a w ich stropie widzimy częstokroć głazy wciśnięte z nadległej moreny.

Ponadto uderza zgodność znanego mi rozmieszczenia iłów, z zagłębieniem poddyluwjalnem nieckim azowieckiej. Otrzymujemy w ten sposób olbrzymi zbiornik wody o nieznacznej głębokości kilku do kilkunastu metrów.

Zlepieniec, występujący u podstawy iłów, świadczy, że pomiędzy ustąpieniem lodowców i wypełnieniem zbiornika wodą, rozwijały się procesy erozyjne; nie można więc powstania tego „jeziora" wiązać z cofaniem się lodowców, jak to już zauważył Lewiński, odnośnie do iłów włocławskich. Trudniej tu jednak usunąć udział nawrotu zlodowacenia. Wprawdzie powierzchnia iłów jest zniszczona, nie sposób jednak orzeknąć, o ile przyczyniła się do tego erozja międzylodowcowa, a w jakim stopniu erozja wód fluwjoglacjalnych z nasuwającego się lodowca, lub wręcz egzaracja. Przerwy w ciągłości pokładów, wyraźne zwłaszcza na zakroczymskim brzegu Wisły i Narwi, otoczaki z tych iłów w piaskach pod Smoszewem, przemawiają znów za okresem erozyjnym, który doktnął osady wstęgowe przed powrotem zlodowacenia.

Sądzę, że nasze iły wstęgowe osadzały się z wód morskich i półsłodkich (glaci-marin), podobnie jako skandynawskie *hvarfvig lera*. Odmiana mułkowa bardzo jest podobna do siwych iłów plioceńskich, zwanych też mułkami i musiała się osadzać w podobnych warunkach. Tam gdzie odsłaniają się grubsze pokłady mułu, uławicenia w nich nie widać, lub zaznacza się ono bardzo słabo. Widocznie warunki sedymentacji były przez dłuższy czas jednostajne. Natomiast odmiana gliniasta wyróżnia się, jak wiadomo, licznemi, cienkiemi warstewkami. W wielu odkrywkach widać stopniowe przejścia pomiędzy obydwiema odmianami, wyrażające się we wzajemnem przenikaniu

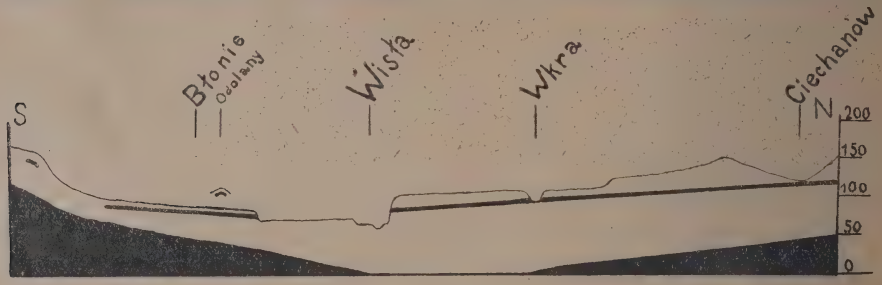


Fig. 4. Przekrój schematyczny przez zagłębienie Mazowieckie podłoża; barwa czarna — podłoże, gruba linja czarna — iły wstęgowe.
Schematischer Querschnitt durch die Masovische Senke des Untergrundes; schwarz — der Untergrund, die starke schwarze Linie — Bändertone.

warstw gliniastych i mułkowych. Snać zbiornik nasz zaopatrywany był przez wody różnego pochodzenia: morskiego i lodowcowego.

Poziom zalegania iłów dziwnie odpowiada ogólnym stosunkom hipsometrycznym terenu. W ogólności pokłady iłów obniżają się stale w dół Wisły; Baniocha — 108 m., nizina Radzymińska — 85 m., Płock — 80 m., Dąbrówka Ossowska — 64 m. Natomiast na profilach poprzecznych do doliny poziom iłów podnosi się, a miąższość ich maleje: w Grodzisku — 104 m, w Błoniu — 85 m, w Mochtach — 77 m, pod Zawadami — 86 m, w Ciechanowie — 119 m; w Płocku — 80 m, w Trzepowie — 106; pod Włocławkiem — 60 m, pod Brześciem Kujawskim — 85 m; w Dąbrówce Ossowskiej — 64 m, w Brzeźnie — 75 m. Nawet poszczególne drobniejsze wyniosłości terenu ujawniają wysoko położone, zdyzlokowane iły wstęgowe, jak w Odolanach, a zwłaszcza w Czermnie, gdzie obecności wzgórza nie uzasadnia ani erozja, ani akumulacja lodowca. Takie róż-

nice w zaleganiu iłów, zarówno jak dyzlokacje, widoczne, jeżeli nie we wszystkich odkrywkach, to we wszystkich okolicach, zdradzają ruchy epirogeniczne, jakie odbyły się już po ich osadzeniu. Deniwelacje tektoniczne można ocenić na 30 m, naturalnie tylko w przybliżeniu, bo nie wiemy ile materjału z pierwotnej powierzchni iłów zdarły późniejsze procesy denudacyjne, ani też czy ta denudacja odbywała się równomiernie. Już na podstawie studjów nad tarasami doszliśmy do wniosku, że równina Błońska obniżyła się o 20 m, w stosunku do Łęczycy (lub odwrotnie), a moreny tłuszczańskie o 40 m, w stosunku do wyżyn dyluwjalnych. Teraz na innej drodze otrzymujemy rezultaty podobne. Obszar dolinowy Wisły pogłębiał się epirogenicznie w czasie ostatniego zlodowacenia i po nim w ten sposób, że okolice Torunia obniżyły się najbardziej, a Wisła, czuła na zmiany podłoża, kieruje się do największych zagłębień powierzchni poddyluwjalnej.

Przypuszczam ,że i wytworzenie zbiornika wodnego w czasach międzylodowcowych musiało powstać z udziałem ruchów epirogenicznych. Obszar, wyłaniający się z pod całuna pierwszego zlodowacenia musiał być normalnie odwadniany, dopiero później, gdy lodowce cofnęły się daleko, nastąpiły zmiany. W predysponowane już w czasach przedlodowcowych zagłębienie nadwiślańskie, wtargnęły wody morskie, tworząc wielką, choć płytką zatokę.

Gdy się śledzi biegi rzek dzisiejszych na mapce podłoża dyluwjum, zauważyć można pewne dostosowanie ich do powierzchni poddyluwjalnej. Wisła, w swym biegu od Sandomierza do Warszawy, płynie w podłużnej zaklęsłości powierzchni poddyluwjalnej. Znamiennem jest, że w przedłużeniu tego jej biegu rozłożyła się dolina Wkry, a w jej górnym biegu, wypada obniżenie pomiędzy cokołem Warmijskim i Mazurskim. Stwierdzamy więc w podłożu dyluwjum obecność doliny, biegnącej od Sandomierza przez Warszawę na Elbląg. Drugą taką dolinę zaznacza Rawka i południowy bieg Pilicy, trzecią choć mniejszą, Kostrzyń z Liwcem. Czwartą dolinę zajmuje dolna Wisła, w przedłużeniu której wypada górny, południowy bieg Warty, co zauważył już Sobolew(7). Spływ dolnej Narwi i Bugu do niecki Mazowieckiej podłoża jest również oczywisty, a że Wisła od Modlina płynie wzdłuż jej brzegu, zauważyli to już Lewiński z Samsonowiczem (4).

Przykłady te wskazują, jakby rzeki odczuwały orografję podłoża i starały się do niej dostosować, pomimo powłoki utworów dyluwjalnych. Byłoby to dziwnem, gdyby sieć rzeczna rozwijała się na jednolitej powierzchni osadów lodowcowych. Ale z naszych studjów nad rozkładem moren czołowych widzimy zamiast jednostajnej powłoki lodowców, stadja i oscylacje, związane również z ukształtowaniem podłoża. Widocznie pewne rysy orograficzne podłoża istniały już w początkach zlodowacenia, a młodsze ruchy epirogeniczne akcentowały je tylko, spychając wody do przedlowcowych łożysk. Rzeki, kształtujące się w miarę ustępowania lodowców, dążyły do zajęcia dolin predysponowanych, ale napotykając przeszkody w postaci nagromadzonych materjałów lodowcowych, przedewszystkiem zaś moren czołowych, musiały je naprzód omijać, a później pokonywać. Odbywało się to tem łatwiej, że materjały morenowe nie wypełniły dawnych zagłębień.

W miarę ustępowania lodów, wielkie odpływy instalowały się kolejno, ale niezależnie od siebie, w trzech zagłębieniach podłoża, (Warszawskie, Płockie i Toruńskie) rozdzielonych żebrami Gąbińskiem i Włocławskiem. Najprzód wody Wisły płynęły przez Piaseczno na Łęczycę, omijając Warszawę od południa. Nieco później, niezależnie od tego, wytworzyła się rzeka, płynąca z okolic Płocka przez Bachorze do Warty. Deniwelacje epirogeniczne, pomiędzy „przełęczą" Łęczycką i kotliną Mazowiecką, przesuwają Wisłę do kotliny Płockiej, wskutek czego wytwarza się wielka równina Błońska. Wzrost żebra Warszawskiego, w stosunku do obniżenia poziomu Radzymińskiego, spycha ją na wschód. Odpływ przez Bachorze przerywa się wskutek wzrostu garbu Kujawskiego, Wisła przerzuca się do kotliny Toruńskiej, przygotowanej już uprzednio przez wody Drwęcy. Wreszcie i odpływ na Bydgoszcz przerywa się, jak przypuszcza Zierhoffer, wskutek wznoszenia się podłoża dyluwjum na dziale wodnym Wisły-Noteci, a dolna Wisła kieruje się do najgłębszej niecki swego podłoża.

Dziś Wisła biegnie już poza garbem Kujawskim, ale jeszcze przezwyciężać musi jakieś drobniejsze wzniesienia podłoża (pod Gąbinem, Karolewem, Włocławkiem), a przytem nie odprowadza swego dorzecza najbliższą drogą do morza. Zdaje się, jakby zmiany nie zostały jeszcze ukończone. W poszukiwaniu dolin

podłoża i najkrótszej drogi do Bałtyku, środkowa Wisła, stosując się do dotychczasowej ewolucji, popłynąć winna linją Wkry na Elbląg, a bifurkacja pomiędzy Działdówką i Welle pod Lidzbarkiem, wskazuje na możliwość zmian w tym kierunku. W ten sposób i najważniejsza nasza arterja wodna powróci do swego pierwotnego łoża, jak powróciła już na odcinku podwarszawskim, gdzie wcześniejsze ukończenie zlodowacenia pozwoliło już na odbycie ewolucji i przystosowanie się do orografji podłoża. W myśl tych samych praw, silnie erodująca Rawka pociągnie za sobą Pilicę, a Warta skróci sobie drogę do Bałtyku, przez system jezior goplańskich na Fordoń. Takiemi drogami odwodnienie zachodnie, spowodowane epoką lodowcową, powrócić może znów do pierwotnego kierunku północnego.

ZUSAMMENFASSUNG.

Studien über den diluvialen Untergrund unseres Gebietes gaben in allgemein gehaltenen Bearbeitungen Lewiński mit Samsonowicz (4), sowie Zierhoffer (9); mit demselben Thema befasste sich auch Wunderlich (8), und zuletzt Sobolew (7). Die ersten drei Autoren finden kein allgemeines Abhängigkeitsverhältnis zwischen dem Untergrunde des Diluviums und der heutigen „Oberfläche". Indes ist selbst auf der Karte Zierhoffers, wenn man die morphologischen Züge in sie einträgt, eine gewisse Übereinstimmung des heutigen Reliefs mit dem vordiluvialen erkennbar. Wunderlich bewegte sich nur innerhalb der Grenzen des eh. Kongresspolen und gelangte vielleicht deshalb zu keinen deutlichen Ergebnissen. Sobolew dagegen beobachtete die Anwesenheit von Tälern im Untergrunde des Diluviums.

Für unsere Ausführungen werden wir uns des Zierhoffer'schen Kärtchens bedienen, das wir an den Punkten, über die wir neue Daten erlangt haben, verändern. Wir beginnen mit der Begründung dieser Änderungen.

Aus den Bohrungen in der Nähe von Imielnica bei Płock folgte, das sich das Tertiär dort zumindest zu 73 m. (vielleicht gar zu 85 m.) erhebt; dabei habe ich in ihm eine Verwerfung um 18 m. entdeckt (3).

Diese Erhebung des Untergrundes des Diluviums ist keine vereinzelte Tatsache — eine in Trzepowo, nördlich von Płock,

niedergebrachte Bohrung, zeigte das Tertiär in einer Höhe von 80 m . Auch weichselaufwärts erhält sich diese Erhebung, ja wächst gar an. Durch Bohrungen wissen wir, dass der Untergrund des Diluviums bei Gostynin sich in einer Höhe von 51 m. ü. d. M. befindet, bei Gąbin schon bei 77 m., in Sanniki bei 99 m. Es befindet sich also im Untergrunde auf dem Gebiet der grossen Verengung des Weichselurstromtals, ein Rücken, der — sagen wir es schon hier — noch nach der Vereisung dieses Gebietes weiter anwächst. Bei Czerminek, 6 km. nordwestlich von Sanniki, also auf der Linie dieses Rückens, befindet sich ein eingentümlicher Hügel, der den höchsten Punkt (140 m.) des ganzen Gebiets zwischen Weichsel und Bzura vorstellt. Er liegt über dem Rande des verengten Urtals und ist jeder Begründung durch Gletscheraufschüttung oder Erosion ledig. Störungen in der Lagerung der Sande im Liegenden der Moräne von Czerminek, die Anwesenheit von Bändertonen in einer Höhe von 110 m. sowie die Neigung der Weichselterassen zwischen Iłów und Płock sprechen für unsere Vermutung. Lewiński und Samsonowicz haben in dem zweiten Profil ihrer Arbeit (4) eine Störung der Tertiär und Kreideformationen zwischen Gąbin und Sanniki vermerkt. Auch das weist auf eine tektonische Herkunft unseres Rückens hin. Der Gąbiner unterdiluviale Rücken sinkt gewaltsam nach SO ab; in Iłów erreicht die subdiluviale Oberfläche höchstens 54 m. und in Luszyn 31 m. Einem solchen Gefälle des Untergrundes entspricht die nach derselben Richtung geneigte, vollkommen ausgeglichene Żychliner Ebene.

Die beckenartigen Weitungen des Weichselurstromtals von Płock und Warschau sind also voneinander durch eine Schwelle im Untergrunde getrennt. Die Hebung muss sich sehr langsam vollzogen haben: denn die Weichsel hat sie überdauert, aber diese Bewegung hielt noch nach der Talvereisung an (2), worauf die Verengung des Weichseltals sogar innerhalb der höheren Terassen, sowie sein Übergang in eine meridionale Hauptrichtung zwischen Dobrzyków und Borowiczki hinweisen.

Das Thorner Becken hat wiederum in einer Vertiefung des Untergrundes Platz genommen, die von der von Płock durch eine andere Erhebung abgetrennt wird. Dieser Rücken führt auf die

rechte Weichselseite hinüber, wo in Szpetal bei Włocławek das Tertiär 90 m. erreicht. Ähnlich wie in Czerminek auf dem Gąbiner Rücken, erhebt sich die Höhe von Szpetal hart am Talrande und erreicht die grösste Höhe dieser Gegend — 133 m. Lewiński hat bei Włocławek die Anwesenheit kleiner Falten jungdiluvialen Alters festgestellt (6).

Ebenso findet die Warschauer Erhebung ihr entsprechendes Abbild im Untergrunde des Diluviums. Ich bin der Ansicht, dass die Warschauer Höhe tektonischer Herkunft ist und noch nach der letzten Eiszeit anwuchs. Horizontal gelagerte zwischeneiszeitliche Bändertone, die bei Wołomin in einer Höhe von 90 — 94 m., in Kampinos — 87 m. auftreten, haben wir in Odolany bei 110 m.; dazu bilden sie dort eine Antikline. Die Faltung dieser Tone wurde durch Störungen im Untergrunde hervorgerufen.

Die grosse, östlich von Warschau gelegene Denudationsebene sieht innerhalb des Weichselterassenbaus ganz danach aus, als wäre sie tektonisch gesenkt worden. Es weisen darauf auch die niedrig (100 m.) gelegenen zerwaschenen Reste der Endmoränen von Tłuszcz hin.

Nördlich der Weichsel und des niederen Bug senkt sich bekanntlich der Untergrund des Diluviums beträchlich, wobei er das sogenannte Masovische Becken bildet; erhebt sich dann jedoch nach Mława und Kiparren über 100 m. (Masurische Sockel von Lewiński und Samsonowicz). Die Oberfläche der eiszeitlichen Bildungen folgt dem, wenn auch nicht im selben Masse wie südlich der Weichsel. Am unteren Narew entwickeln sich weite Ebenen in einer Höhe von 110 m., im Płocker Gebiet erreicht die diluviale Hochebene kaum 120 m., und die Gipfel der Moränen (von 140 bis 160 m.) liegen hier um 50 — 60 m. niedriger, als die höchsten Punkte der Hochfläche von Mszczonów und Kałuszyn. Indessen erhebt sich die auf dem Hang des Masurischen Sockels gelegene Hochfläche von Mława bis zu 200 m. und kommt jenen südlichen Hochflächen gleich.

Ich zweifle, ob der Untergrund im Masowischen Becken auf so weite Strecken, wie es die bisherigen Karten vorgestellt haben, unter den Meeresspiegel gesunken ist. Die Vertiefung zwischen Wkra und Weichsel bleibt fraglich wegen ungenügenden Bohrungenmaterials. Es gibt bicher zwischen Płock und dem Masurischen Sockel keine Bohrung, in der die Untergrund des Diluviums bis auf 0m. hinunterginge. Aus unserem Tatsachenma-

terial folgt, dass er rechts der Weichsel (nördlich von Sanniki und Płock) 80 m. erreicht; erst in Iłowo (bei Soldau) und Rypin sind Punkte mit einem Untergrunde von unter 0m. bekannt. Wenn wir sie mit Załuski (N von Modlin) verbinden, so erhalten wir im Untergrunde einen unter dem Meeresspiegel liegenden Graben; seine Richtung entspricht dem Wkratale—(Auf dem Kärtchen Fig. 1. haben wir das sehr vorsichtig dargestellt).

Im Warschauer Becken zeigt die Verbreitung der Bändertone an, dass dieses Gebiet bereits in der Zwischeneiszeit gegen die Umgebung gesenkt war. Die Błonie Ebene lag selbst während der lezten Vereisung niedriger als die Masovische Hochfläche; liegt doch die Endmoräne bei Domaniewice mit ihrem südlichen Teil auf der Hochfläche; im nördlichen auf ihrem Hang, wobei der Untergrund in Übereinstimmung mit dem ganzen Gelände nach Norden sinkt (Fig. 2). Die Vergrösserung der Unterschiede in der Höhenlage des Warschauer Beckens wie der Masovischen Hochfläche dauerte gewiss noch nach der Vereisung an, aber eine Umkehrung des Reliefs, wie Zierhoffer will, bleibt unmöglich.

Die Assymetrie der hohen Weichselterassen zwischen Grójec und Osieck sowie die eigentümliche Lage der Grójec-Moränen, weisen auf die tektonische Herkunft dieses Talstücks hin. Es scheint, als ob sich die ganze Masovische Hochfläche noch während des Rückzugs der letzten Vereisung gehoben hätte. Die Hebung war ungleichmässig: stärker in der Umgebung von Łódź, schwächer auf der Hochebene von Mszczonów. Die Flüsse der Hochfläche (Mrowa, Rawka, Jeziorka) besitzen tiefeingeschnittene junge Täler; nach dem Abstieg auf die Denudationsfläche verändert sich ihr Bild gänzlich: die Täler verflachen, der Lauf wird bedeutend langsamer. Freilich kann dies ebenso gut auch das Resultat einer blossen Senkung des Warschauer Beckens sein.

Die Erscheinung einer jungen Erosion wird besonders auffällig auf der Lodzer Hochfläche. Eine hohe Ebene fällt nach den östlichen Vororten von Łódź mit einem NNW verlaufenden Steilrand ab, der von einem System regelrechter junger Tälchen und Schluchten zerschnitten ist, so dass eine Hügellandschaft von moränenartigem Anschein entstanden ist. Wunderlich hat sie sogar für eine Moränenlandschaft gehalten.

In der Ziegelei bei Dąbrówka-Strumiany (NE von Zgierz)

steht in einer Höhenlage von 170 m. eine assymetrische Antikline tertiärer Formationen an. Das gestattet mir zu vermuten, dass in der Umgegend von Zgierz und Łódź das Tertiär bedeutend höher liegt, als bisher vermutet wurde, und das die Gründe für die Entstehung der Antikline in der Tektonik zu suchen sind — wahrscheinlich in einer Bewegung des Untergrundes des Diluviums auf der Linie des Kujawischen Rückens — der Święty Krzyż-Kette.

Die Feststellung des Tertiärs bei Zgierz und die Bohrprofile längs der neuen Bahnlinie Łódź-Łęczyca weisen auf das Bestehen einer vom Osten von Łódź nach Łęczyca verlaufenden subdiluvialen Erhebung hin. Eine solche subdiluviale Erhebungszone erklärt uns sowohl die jugendliche Erosionsladschaft der östlichen Umgebung von Łódź wie auch die Verengung des Bzuratals bei Łęczyca.

Das Problem des Weichselabflusses über Łęczyca stellt sich im Lichte unseres Forschungen folgendermassen dar:

Im heutigen Bzuratal konnte die Weichsel aus drei Gründen nicht fliessen: erstens ist das Bzuratal zu eng dazu, besonders bei Łęczyca (1 — 1,5 km.), dass wir es uns als Bett der Weichsel, selbst auch nur der heutigen, vorstellen können. Zweitens spricht die Verengung des Bzuratals bei Sochaczew gemeinsam mit dem dortigen Terassenbau gegen eine Entwässerung aus dem heutigen, von der Kampinoser Heide bedeckten Weichseltat nach Łęczyca. Schliesslich liegt auch das Bzuratal zu hoch. Die Terassen von Łęczyca (115 — 119 m.) weisen darauf hin, dass das Urstromtal über dem heutigen Błonie-Niveau lag. Es ist also anzunehmen, dass die Teilung der Weichsel- und Wartewasser sich in der Höhe der Łęczycer Terassen vollzogen hat; das umsomehr, da diese sich nach beiden Seiten neigen. Dieses Absteigen wiederum könnte man durch die Erosion der sich von West nach Ost verschiebenden rechten Zuflüsse der Bzura wie auch durch eine allgemeine Denudation erklären. Diese Faktoren haben ohne Zweifel zu der Erniedrigung des Geländes beigetragen, aber sie erklären nicht alles. Denn was soll ein eingeengtes regelmässiges, 15 bis 20 m. tief eingeschnittenes, totes Tal auf der Wasserscheide bedeuten. Es bleibt nur die Annahme junger epeirogenetischer Denivellationen, die sich zwischen der Łęczycer Gegend und der Błonie-Ebene vollzogen haben. Eine Hebung von Łęczyca (sie mag absolut oder auch nur gegen die

sinkende Błonie = Fläche stattgefunden haben) musste die Teilung der Weichsel- und Wartewasser nach sich ziehen.

Ein schönes Beispiel der Abhängigkeit der diluvialen Geländeformen vom Untergrunde bietet noch der Masurische Sockel. Von der Moränengruppe von Mława schieben sich nach Süden, bis über Ciechanów hinaus, frische Endmoränenlandschaften vor. Im Osten werden sie von einer bei 30 m. hohen Stufe begrenzt, die von Dziarnów-Wiśniew südsüdöstlich nach Opinogóra verläuft. Über der Stufe lagert eine weite östlich leichtgeneigte Ebene.

Das Vorrücken des Mława'er Gletschers in südlicher Richtung erschwerte die damalige Geländebeschaffenheit, in der sich die Formen der subdiluvialen Fläche spiegelten. Der Eisstrom bewegte sich im allgemeinen gegen die Mitte des Untergrundes des Masovischen Beckens, nur wurde seine Entwicklung im Osten durch den masurischen Sockel (Kipary-Rycice) gehemmt. Die Stufe von Opinogóra stellte ein unüberwindliches Hindernis dar. Ein Teil des Eises hielt davor an, dabei die Moränen von Przasnysz aufschüttend (Rudno — Osowiec Szlachecki); der Hauptstrom schob längs ihr seine Zunge bis über Ciechanów vor (Fig. 3).

Die Stufe von Opinogóra gibt einen Landschaftszug wieder, der älter ist, als die benachbarten Moränen. Die Nachbarschaft des masurischen subdiluvialen Rückens gestattest seine Entstehungsgründe im Untergrunde des Diluviums zu suchen, umsomehr, da er in die Verlängerung der tektonischen Linie fällt, die von Kraus (1) bestimmt wurde und von Wormditt nach Neidenburg führt.

Der Mangel an Bohrungenmaterial erlaubt uns keine genaue Vorstellung über Aussehen und Richtung des masurischen Rückens. Ich gestatte mir nur auf morphologischen Grundlagen eine Vermutung über den Untergrund dieses Gebiets auszusprechen. Der „Masurische" Rücken erstreckt sich in Süd-süd-östlicher Richtung, wo er sich noch in den Windungen des Narew bei Rożan und Serock ausprägt. Seinen westlichen Steilhang gibt die Stufe von Opinogóra wieder, den östlichen sanft geneigten — der Rand der Kurpienheide. Kurpien liegt in einer sich senkenden Vertiefung des Untergrundes, die parallel zum masurische Rücken verläuft, worauf nicht nur die Bohrprofile, sondern auch

die herrschende Flussrichtung, vor allem aber der Narewbogen von Łomża über Ostrołęka bis Rożan hinweisen.

Der zur Stufe von Opinogóra parallel Verlauf des Randes der Kurpienheide ist durchaus keine Ausnahmeerscheinung. Die Richtung NNW — SSE prägt sich häufig in dem morphologischen Antlitz (z. Bsp. der Lodzer Stufe) wie im Lauf grosser und kleiner Flüsse aus. Augenscheinlich handelt es sich um eine tektonische Richtung.

Unsere Bändertonstudien werfen auch einiges Licht auf die behandelten Probleme. Alle Bändertone führen wir auf ein zwischeneiszeitliches Sammelbecken zurück, dabei weisen wir die bisherige Staubeckenhypothese zurück. Die stratigraphische Einheiflichkeit der Bändertonschichten längs der Weichsel bis über Warschau hinaus unterliegt für mich keinem Zweifel.

Die Höhenlage der Bändertone entspricht in sonderbarer Weise den allgemeinen hypsometrischen Geländerverhältnissen. Im grossenganzen sinken die Tonschichten beständig weichselabwärts: Baniocha — 108 m., Radzyminer Ebene — 85 m., Płock —80 m., Dąbrówka Ossowska — 64 m. Indessen steigt in Querprofilen des Tals das Niveau der Tone an, während sie an Mächtigkeit verlieren: in Grodzisk — 104 m., in Błonie — 85 m., in Mochty — 77 m., bei Zawady—86 m., in Ciechanów — 119 m., in Płock — 80 m., in Trzepowo — 106 m.; bei Włocławek — 60 m., bei Brześć Kujawski — 85 m.; in Dąbrówka Ossowska — 64 m.; in Brzeźno — 75 m. Selbst vereinzelte kleinere Erhebungen im Gelände weisen hochgelegene, gestörte Bändertone auf: wie in Odolany, besonders aber in Czermno, wo das Bestehen der Höhe weder in Erosion noch eiszeitlicher Aufschüttung begründet ist. Derartige Unterschiede in der Höhenlage der Tone, wie auch die, wenn nicht in allen Aufschlüssen, so doch in allen Gegenden sichtbaren Störungen verraten die epeirogenetischen Bewegungen, die schon nach ihrer Ablagerung stattgefunden haben. Die tektonischen Denivellationen kann man auf 30 m. schätzen; das natürlich nur annähernd, da wir weder wissen, wieviel von der ursprünglichen Oberfläche der Tone spätere Denudationsprozesse entfert haben, noch ob sich diese Denundation gleichmässig vollzogen habe. Schon auf Grund der Terassenstudien kamen wir zu dem Schluss, dass sich die Błonie-Ebene um 20 m. gegen Łęczyca

(oder umgekehrt) gesenkt hat, die Moränen von Tłuszcz dagegen um 40 m. gegen die diluvialen Hochflächen. Jetzt gelagen wir auf anderem Wege zu ähnlichen Ergebnissen. Das Weichseltalgebiet senkte sich epeirogenetisch während der letzten Vereisung und nach ihr in der Weise, das die Thorner Gegend am stärksten gesenkt wurde; die gegen alle Bewegungen des Untergrundes empfindliche Weichsel strebt zu den grössten Vertiefungen der subdiluvialen Oberfläche.

Ich vermute, dass auch die zwischeneiszeitliche Bildung des Sammelbeckens sich unter Beteiligung epeirogenetischer Bewegungen vollzog. Das sich von der ersten Vereisung entblössende Gebiet muss normal entwässert worden sein; erst später, als das Eis sich weit zurückgezogen hatte, traten Änderungen ein. In die schon voreiszeitlich prädisponierte Weichselsenke drang das Meer ein, wobei es eine weite, wenn auch flache Bucht bildete. Hinzu tritt die auffällige Übereinstimmung der mir bekannten Verbreitung der Bändertone mit der subdiluvialen ertiefung der Masovischen Senke. Wir erhalten so ein geweltiges Sammelbecken von der geringfügigen Tiefe weniger Meter. (fig. 4).

Ich bin der Ans'cht, dass unsere Bändertone in halbsüssem Wasser (glaci-marin) abgelagert wurden, ähnlich den skandinavischen *hvarfvig lera*. Die lössartige Facies ist den blauen pliocänen Tonen ähnlich und muss unter ähnlichen Bedingungen abgelagert worden sein. Dort wo stärkere Lager dieses lössartigen Tones aufgeschlossen sind, ist Schichtung nicht erkennbar oder nur sehr undeutlich. Augenscheinlich waren die Ablagerungsbedingungen längere Zeit hindurch beständig. Die tonige Facies indes zeichnet sich bekanntlich durch zahlreiche dünne Schichten aus. In vielen Aufschlüssen ist ein allmählicher Übergang zwischen den beiden Facies zu beobachten, der sich in einer gegenseitigen Durchdringung der tonigen und lössartigen Schichten äussert. Wir sehen in unser Sammelbecken gelangten Wasser verschiedener Herkunft: aus dem Meere und vom Eise.

Wenn man die heutigen Flussläufe auf der Karte, die den Untergrund des Diluviums darstellt, verfolgt, kann man eine gewisse Anpassung ihrerseits an die subdiluviale Oberfläche beobachten. In ihrem Lauf von Sandomierz nach Warschau fliesst die Weichsel in einer länglichen Eintiefung der subdiluvialen Fläche. Es ist höchst wichtig, dass sich in der Verlängerung jenes Tal-

stücks das Wkratal entwickelt hat, und dass deren Oberlauf in die Senke zwischen dem Ermländischen und Masurischen Sockel fällt. Wir stellen somit im Untergrunde des Diluviums die Anwesenheit eines von Sandomierz über Warschau nach Elbing laufenden Tals fest. Ein zweites derartiges Tal deutet die Rawka und der meridionale Lauf der Pilica an, ein drittes, wenn auch kleineres, Kostrzyń mit dem Liwiec. Ein viertes Tal ist das der unteren Weichsel, in deren Verlängerung der obere, meridionale Lauf der Warte fällt, was bereits Sobolew bemerkt hat (7). Die Richtung des unteren Narew und Bug zu der Masowischen Senke des Untergrundes ist augenfällig, und das die Weichsel von Modlin längs dem Rande dieser Senke fliesse, beobachteten bereits Lewiński und Samsonowicz (4).

Diese Beispiele weisen darauf hin, dass die Flüsse gleichsam die Orographie des Untergrundes herausfühlten und sich trotz der Decke diluvialer Bildungen ihr anzupassen suchten. Das wäre sonderbar, wenn das Flussnetz sich auf einer einheitlichen Fläche eiszeitlicher Ablagerungen entwickelt hätte. Jedoch aus unseren Studien über die Verteilung der Endmoränen ersehen wir, dass wir es nicht mit einer gleichmässigen Eisdecke, sondern mit Stadien und Oszillationen zu tun haben, die gleichfalls mit der Formenbeschaffenheit des Untergrundes in Beziehung stehen. (Fig. 1.) Augenscheinlich bestanden gewisse orographische Züge bereits in den Anfängen der Vereisung; jungere epeirogenetische Bewegungen haben sie nur schärfer akzentuiert und dabei die Gewässer in ihre voreiszeitlichen Betten hinuntergedrängt. Die nach Massgabe des zurückweichenden Eises sich bildenden Flüsse, suchten die prädisponierten Täler einzunehmen; da sie aber dabei auf Hindernisse in der Gestalt aufgehäuften Gletschermaterials, vor allem aber auf Endmoränen trafen, müssen sie diese anfangs umgangen, später aber überwunden haben. Das geschah umso leichter, als der Moränenschutt die alten Senken nicht aufgefüllt hatte.

In dem Masse, wie das Eis zurückwich, entstanden mächtige Abflüsse, hintereinander aber voneinander unabhängig, in drei Senken des Untergrundes (Warschauer, Płocker und Thorner Becken), die durch die Gąbiner und Włocławker Schwelle von einander getrennt sind. Anfangs flossen die Weichselwasser über Piaseczno nach Łęczyca, wobei sie im Süden von Warschau

abbogen. Etwas später und unabhängig davon bildete sich ein aus der Gegend von Płock über Bachorze fliessender Strom. Epeirogenetische Denivellationen zwischen dem Łęczycer „Pass" und dem Masowischen Becken lassen die Weichsel zu dem Płocker Becken hinübergleiten, wodurch die weite Błonie Ebene erzeugt wird. Das Anwachsen der Warschauer Schwelle im Verhältnis zum Absinken des Radzyminer Niveaus drängt sie nach Osten. Der Abfluss über Bachorze wird durch das Heranwachsen des Kujawischen Rückens unterbrochen, und die Weichsel drängt in das Thorner Becken hinüber, das bereits durch die Drwęca (Drewenz) vorbereitet war. Endlich bricht der Abfluss nach Bydgoszcz (Bromberg) durch, wohl infolge einer Hebung des Untergrundes des Diluviums auf der Wasserscheide Weichsel-Netze, wie es Zierhoffer vermutet, und die untere Weichsel strebt nun nach dem tiefsten Becken ihres Untergrundes hin.

Heute fliesst die Weichsel bereits jenseits des Kujawischen Rückens, sie hat aber noch gewisse kleinere Erhebungen im Untergrunde zu überwinden (bei Gąbin, Karolewo, Włocławek); auch leitet sie ihr Flussnetz nicht auf dem kürzesten Wege zum Meere ab. Es scheint, als wären die Veränderungen noch im Gange. Auf der Suche nach den Tälern des Untergrundes und nach dem kürzesten Wege zur Ostsee müsste die Weichsel, sich der bisherigen Entwicklung anpassend, in der Wkralinie nach Elbing fliessen; auch deutet die Bifurkation zwischen der Działdówka (Soldau) und Wille bei Lautenburg die Möglichkeit einer derartigen Änderung an. Auf diese Weise wird auch unsere wichtigste Wasserader in ihr ursprügliches Bett zurückkehren, wie sie es bereits in der Talstrecke oberhalb Warschau getan hat, wo ein früherer Abschluss der Vereisung bereits diesen Schritt der Anpassung an die Orographie des Untergrundes gestattet hat. Auf Grund derselben Gesetze wird die stark erodierende Rawka die Pilica zu sich hinüberziehen, die Warte sich den Weg zur Ostsee durch das Seensystem von Gopło über Fordoń verkürzen. Auf diesem Wege kann die westwärts gerichtete Entwässerung, die durch die Eiszeit hervorgerufen wurde, wieder in ihre ursprüngliche nordwärts gerichtete Anlage zurückkehren.

LITERATURA

1. Kraus E. Die Quartärtektonik Ostpreussens. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. XLV. 1924.

2. Lencewicz St. O wieku środkowego Powiśla. Posiedz. Nauk. P. Inst. Geol. Nr. 3, 1922. Warszawa.

3. Lencewicz St. Podłoże dyluwjum w okolicy Płocka. Ibidem Nr. 8, 1924. Warszawa.

4. Lewiński J. i Samsonowicz J. Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwjum wschodniej części Niżu Północno-Europejskiego. Prace Tow. Nauk. Warsz. 1918.

5. Lewiński J. O wieku i pochodzeniu iłów wstęgowych Niżu Polskiego. Posiedz. Nauk. P. Inst. Geolog. Nr. 8, 1924. Warszawa.

6. Lewiński J. Zaburzenia czwartorzędowe i morena dolinowa w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Spraw. P. Inst. Geol. 1924. Warszawa.

6-a. Lewiński J. Poszukiwania geologiczne wzdłuż kolei Warszawsko-Kaliskiej. Pam. Fizj. XVIII 1904.

7. Sobolew D. Lednikowaja formacja siewiernoj Ewropy i geomorfołogiczeskoje rasczlenienije Russkoj rawniny. Izw. Rus. Geogr. Obszcz. Moskwa LXI, 1924.

8. Wunderlich E. Die Bedeutung der diluvialen Ablagerungen für die Entwiklung des polnischen Flachlandes. Zeit. Ges. Erdk. Berlin, 1919.

9. Zierhoffer A. Zagadnienia powierzchni poddyluwjalnej na ziemiach polskich. Pokłosie geograficzne, Lwów, 1925.

DRUKARNIA WŁ. ŁAZARSKIEGO. WARSZAWA.

hommage reconnaissant de l'auteur

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego.
Travaux exécutés á l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

№ 13.

STANISŁAW LENCEWICZ

JEZIORA GOSTYŃSKIE

(Les lacs de Gostynin)

JAN JACZYNOWSKI

MORFOMETRJA JEZIOR GOSTYŃSKICH

(Morphométrie des lacs de Gostynin)

(Résumé à la page 76)

WARSZAWA
ODBITKA Z TOMU IX PRZEGLĄDU GEOGRAFICZNEGO
1929

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego.
Travaux exécutés á l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

№ 13.

STANISŁAW LENCEWICZ

JEZIORA GOSTYŃSKIE

(Les lacs de Gostynin)

JAN JACZYNOWSKI

MORFOMETRJA JEZIOR GOSTYŃSKICH

(Morphométrie des lacs de Gostynin)

(Résumé à la page 76)

WARSZAWA
ODBITKA Z TOMU IX PRZEGLĄDU GEOGRAFICZNEGO
1929

ODBITO W TŁOCZNI GEOGRAFICZNEJ „ORBIS“ W KRAKOWIE.

STANISŁAW LENCEWICZ

Jeziora Gostyńskie

(Les lacs de Gostynin)

Wstęp.

Kotlina, wytworzona przez rozszerzenie dyluwjalnej doliny Wisły pomiędzy Płockiem, Gostyninem i Włocławkiem, jest najbardziej wysuniętą na południowy wschód forpocztą Pojezierza. Jednak okolicy tej nie można nazwać bez zastrzeżeń pojezierzem Gostyńskiem, bo choć jeziora wytworzyły się w takich samych warunkach i w tym samym okresie zlodowacenia co i na Pojezierzach, to jednak całość krajobrazu różni się: nasze „pojezierze“ leży nie na wyżynie, lecz na tarasach dyluwjalnych Wisły, utwory akumulacji lodowcowej, od początku nikłe, zatraciły na znacznych obszarach swój pierwotny wygląd, ulegając późniejszej przeróbce wiatrowej, wskutek czego wiele jezior tkwi w krajobrazach wydmowych, choć powstały niezależnie od nich.

Takie niezwykłe położenie grupy jezior, z pochodzenia lodowcowych, prowadziło do błędnego mniemania o ich genezie. Z pobieżnego rzutu oka na mapę wyglądają one na starorzecza, a obramowanie wydmami złudziło Brandta[1]), który dopatrywał się tam „typisches Dünenseen“. Autor ten, dając opis geograficzny kotliny Płockiej, poświęcił też trochę miejsca jeziorom. Niestety, studjum jego oparte jest głównie na złej mapie i pobieżnym przeglądzie terenu w czasie działań wojennych.

W połowie ubiegłego stulecia, wiele z pośród naszych jezior opisał Wolski[2]) według powiatów i gmin, podając: powierzchnię, głębokość, charakter brzegów, oraz wiadomości o rybactwie i zyskach z niego.

---

[1]) Brandt B.: Landschaftsbilder aus Polen. II. Das Becken von Gostynin. Zeit. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin. 1916.

[2]) Wolski L.: Jeziora w Królestwie Polskiem. Bibljoteka Warszawska. 1851.

Limnologji jeszcze wtedy nie było; autor, opisując jeziora całego Królestwa Kongresowego, nie mógł, rzecz oczywista, przeprowadzać poszukiwań w terenie, mapy ówczesne nie przedstawiały właściwych konturów, ani powierzchni, to też praca ta ma dziś tylko znaczenie historyczne, a nam przydała się tylko do ustalania nazw jezior.

Badania jezior Gostyńskich rozpocząłem w r. 1921 z pomocą swych uczniów pp.: Andrzejowskiego, Cieplaka, Gumińskiego, Jasińskiej, Kaczorowskiej, Nechaya, Zaborskiego i Zielonki. W latach 1925 i 1926 w robotach jeziornych brali udział pp.: Jaczynowski, Kosmann i Kudławiec, a później pozyskałem dwóch dzielnych współpracowników w osobach pp.: Prószyńskiego i Rühlego.

Ażeby badania jeziorne mogły odbywać się bardziej systematycznie, Zakład Geograficzny U. W. wraz z Państw. Instytutem Meteorologicznym wystąpiły w r. 1922 do Ministerstwa Rolnictwa o przyznanie kilku pokoi, w stojącym pustkami pałacu, w majątku państwowym Łąck. Projektowano założenie stacji limnologicznej i meteorologicznej, jednak Ministerstwo Rolnictwa odpowiedziało odmownie i wskutek tego projekt nie mógł być urzeczywistniony.

Korzystam z okazji, aby złożyć tutaj serdeczne podziękowanie Dziedzicom Czarnego pp. Mirosławskim, za ich naprawdę staropolską gościnność. Dom ich stał dla nas otworem, ilekroć tego było potrzeba, a ułatwienia natury materjalnej (konie i t. p.) przyczyniły się do lepszego zbadania jezior okolicznych.

19 kwietnia 1929 r.

I. Metody prac pomiarowych.

Dokładność poszczególnych zdjęć zależała nietylko od użytych instrumentów, ale też od dostępności brzegów, możliwości bytowania na miejscu, a nawet jakości łódek. Początkowo pracowaliśmy prawie bez instrumentów, a dopiero w ostatnich latach mogliśmy się zaopatrzyć w należyte środki do przeprowadzania pomiarów. Ale okoliczność ta nie miała większego znaczenia, bo niektóre prace pomiarowe zostały wykonane w ostatnim roku powtórnie. W ostatecznych rezultatach dokładność zdjęć, zarówno ze względu na stosowane metody pomiarów, jak i gęstość sondowań, odpowiada raczej doniosłości poszczególnych jezior.

Sporządziliśmy plany batymetryczne 40 jezior z powierzchnią ogólną 1787 hektarów, na całkowitą ich ilość 63 z powierzchnią 1942 hektarów. Ponadto uzyskano wiadomości o głębokościach 10 jezior, bądź przez

sondowanie pobieżne, bądź od innych badaczy (pp.: Staff — jez. Trzebowskie i Charłampowicz — jez. Czarne pod Nagodowem), tak, iż pozostało niesondowanych tylko 13 małych, nieznacznych jezior. Obliczenia i rozważania morfometryczne wykonane zostały tylko na materjale dokładnym t. j. na 40 jeziorach. Pozostałe jeziora wprowadzamy do zestawień w poszczególnych zlewiskach, ale dla odróżnienia, cyfry charakteryzujące elementy poznane tylko w przybliżeniu, podajemy tam kursywą. Pominęliśmy zupełnie jeziorka mniejsze od hektara, jako pozbawione znaczenia; jest ich zresztą zaledwie kilka, a w dodatku znajdują się w stadjum silnego zaniku. Częściowo (a w obliczeniach całkowicie) pominęliśmy stawy, jako twory sztuczne i bardzo zmienne.

Załączone do niniejszej publikacji plany jezior zostały, ze względów na koszta wydania, znacznie zmniejszone, co pociągnęło znów za sobą redukcję nieparzystych izobat: na planach oryginalnych przeprowadzono je co metr. Uproszczenie to nie zmienia jednak wiele obrazu dna, bo tam, gdzie spadki są duże, opuszczenie izobaty nie ma znaczenia, a tam znów, gdzie pochylenie dna jest nieznaczne, a było na niem coś szczególnego do uwydatnienia — podaliśmy pomocnicze izobaty metrowe linjami przerywanemi. Rzecz prosta, że wszystkie rozważania i obliczania wykonywane były na planach oryginalnych. Miejsca sondowań zaznaczone są na planach punktami, co pozwala zdać sobie sprawę z ich rozkładu oraz ilości. Ponadto w tablicy morfometrycznej podano przy każdem jeziorze ilość sondowań bezwzględną oraz na hektar powierzchni. Głębokości mierzone były przeważnie linką z ciężarkiem, a lokalizacja miejsc sondowanych wykonywana była rozmaicie, jak o tem zaraz będzie mowa.

Na jeziorach, sondowanych do r. 1926 włącznie, do lokalizacji punktów używano linki, przeciągniętej przez jezioro, a zawieszonej na ponumerowanych pływakach, w odmierzonych odstępach. Kierunek takiego ciągu (linji sondowań) wyznaczany był na mapie 1:25.000 przy pomocy busoli. Izobaty interpolowane były na planach, otrzymanych przez pięciokrotne powiększenie zarysu jeziora z mapy. Tą drogą osiągało się dokładniejszą lokalizację punktów na planie i większą łatwość w interpolowaniu izobat, niż by na to pozwoliła podziałka mapy. Jeżeli zaś w takiem postępowaniu można było zniekształcić linję brzegową, a w związku z tem i powierzchnię jeziora, to rzecz dała się naprawić przez porównanie powierzchni obliczonej na planie i na mapie. Innemi słowy, wady powiększania skali w tych sprawach, nie pogarszały dokładności rozporządzalnych danych. Do sprawdzania zarysu linji brzegowej posługiwaliśmy się też planami gruntowemi, o ile były dla nas dostępne. Ponieważ jednak zazwyczaj przedstawiają one jeziora inaczej,

niż mapy topograficzne, przeto opieraliśmy się na tem źródle, które wzbudzało więcej zaufania. A więc jezioro Czarne narysowane zostało z planu gruntowego, na jeziorze Krzewenckiem powierzchnię do obliczeń wzięto z takiego planu, ale zarys brzegów z mapy topograficznej; kiedyindziej znów te dwa źródła różniły się tak znacznie, że trzeba było coś częściowo poprawiać, lub robić nowe zdjęcie, zwłaszcza gdy zakwestjonowane jeziora były z jakichś względów ciekawe.

Naprzykład, gdy głębokość względna jeziora Kotła wypadła zadziwiająco wielka, zakwestjonowano powierzchnię jeziora wziętą z mapy. W rezultacie malutkie jeziorko zdjęte zostało na stoliku mierniczym w skali 1:1000. Okazało się z tego, że stosunek powierzchni na mapie i na naszym planie ma się jak 2:3. Kształt najlepiej był uchwycony na mapie 1:25.000, ale plan gruntowy (1:5.000) dawał powierzchnię bardziej zbliżoną do rzeczywistej.

Jezioro Wikaryjskie i Gościąż na Jazach zostały zdjęte busolą, a ponieważ las nadbrzeżny w niektórych miejscach uniemożliwił wykonanie całkowitego obejścia wielobokiem, przeto punkty niedostępne zostały wyznaczone przez przecięcie ciągów z 2-ma lub 3-ma kierunkami na punkty podstawowe. Na takiej podstawie sporządzono plany w skali 1:5.000, otrzymując równocześnie kontrolę kątów, która wypadła dobrze.

Z lodu sondowane były jeziora Radziszewskie i Lubiechowskie. Odległości mierzono taśmą stalową, a azymuty ciągów określano busolą. Linja brzegowa nie była specjalnie zdejmowana, a uzyskana tylko przez połączenie końcowych punktów na ciągach z kilku wydatniejszemi punktami brzegu. Tak otrzymane plany (1:5.000) dały jeziora mniejsze od przedstawionych na mapach topograficznych. Na pierwszym z tych jezior różnicę taką można sobie tłumaczyć zanikaniem, ale na drugim (16,8 i 27,8 ha) musiały po temu istnieć jakieś inne przyczyny. Możliwe, że na mapie włączono do jeziora niskie łąki, położone na brzegu zachodnim, zwłaszcza jeżeli zdjęcie topograficzne, wykonywane było w czasie zalewów, lub gdy rów odpływowy nie funkcjonował.

Na małych i mniej ważnych jeziorach kampanji r. 1928 odległości pomiędzy poszczególnemi punktami sondowań odmierzane były za pomocą liczenia uderzeń wioseł. Z pośród wszystkich pozostałych tylko jedno Zdworskie sondowano w taki sposób. Jeżeli wskutek tego lokalizacja sondowań wypadła tu mniej dokładnie, to jednak niema to większego znaczenia, bo dno jeziora jest bardzo monotonne.

Najgłębsze i jedno z największych — jezioro Bielskie, sondowane było dwa razy. Raz w r. 1924, kiedy wykonano na nim 311 sondowań, stosując linę z pływakami, drugi zaś raz w r. 1928, gdzie przy użyciu

do lokalizacji punktów stolika mierniczego, wykonano 317 sondowań. Opis tej metody, zastosowanej przez p. Prószyńskiego, podajemy nieco obszerniej, bo w pewnych warunkach może ona służyć za wzór dla innych badaczy.

Przedewszystkiem wykonano niwelację na odległość paru kilometrów, ażeby określić wysokość obecnego zwierciadła wody względem szczytu pewnego wzgórza, na którym znajdował się ongiś punkt triangulacyjny z podaną na mapie wysokością. Niwelacja ta określiła ponadto wysokość jeziora Sumina. Do pracy używano małego niwelatora o libelce stałej na lunecie oraz łaty 4-metrowej.

Następnie wykonano w skali 1:10.000 plan hipsometryczny całej rynny, obejmującej nietylko dno jeziora, ale i stoki nadwodne, przedstawiając wszystko w poziomicach. W ten sposób uzyskano całkowity obraz stoków rynny, t. j. zarówno części podwodnej jak i nadwodnej. Plan wykonano na małym stoliku mierniczym, przy pomocy kierownicy z lunetą o stosunku nitek $^1/_{100}$ i $^1/_{200}$, łaty 4-metrowej składanej, deklinatora o igle 12 cm, alidady niwelacyjnej i kilku tyk z płachtami. Głębokości odmierzano sondą zawieszoną na kołowrocie z automatycznym licznikiem.

Ponieważ profile miały iść w zasadzie co 100 m z północy na południe (oś jeziora biegnie z zachodu na wschód), przeto papier na stoliku polinjowano dokładnie w odstępach centymetrowych. Wzdłuż linij tych miały później iść ciągi sondowań. Zdjęcie rozpoczęto od mostu na rowie odwadniającym jezioro, którego współrzędne geograficzne określono z mapy 1:25.000. Określono też północ geograficzną i magnetyczną, orjentując stolik, przy pomocy kierownicy, na odległą o parę kilometrów wieżę kościoła w Białem, której położenie wyznaczono również na stoliku według współrzędnych geograficznych, zaczerpniętych z mapy. Od chwili wyjścia z pierwotnego stanowiska na moście, stolik orjentowano przy pomocy deklinatora.

Zdjęcie prowadzono brzegiem południowym w następujący sposób: niosący łatę zatrzymywał się możliwie blisko brzegu, w odległości stu metrów od stolika, wyznaczonej dalmierzem. W miejscu stanowiska łaty wbijano numerowany kołek. Po wyznaczeniu punktu na ciągu pierwszym, wyszukiwano w terenie, z tego samego stanowiska stolika, punktu wyjściowego ciągu drugiego, oddalonego teraz o 200 m od stolika, a o 100 m od ciągu pierwszego. Następnie przenoszono stolik do każdego z tych punktów i wytykano jeszcze po jednym punkcie na każdym ciągu, ale w odległości kilkudziesięciu metrów od brzegu. Te dodatkowe punkty (zaznaczone oczywiste kołkami) potrzebne były później do ustawienia drugiego szeregu sygnałów (tyki), według któ-

rych łódka, jeżdżąca po jeziorze, mogła utrzymywać się na wytkniętym ciągu, oraz do zdjęcia hipsometrycznego. Przenosząc stolik coraz dalej, wytknięto na jednym brzegu wszystkie kierunki przyszłych ciągów sondowań.

Prócz tego w dwóch miejscach przerzucono łatę na drugi brzeg jeziora, wyznaczając jego szerokość. W środkowej, najszerszej części jeziora, gdzie dalmierz nie wystarczał, wyznaczono jeden punkt na drugim brzegu przy pomocy wcięcia wprzód z trzech stanowisk, z których skrajne odległe były od siebie blisko o kilometr. Zdjąwszy i okołkowawszy brzeg południowy, zdjęto odcinki brzegu północnego, zawarte pomiędzy punktami, wyznaczonemi zapomocą przerzutów z brzegu południowego. Na brzegu północnym w ten sam sposób, co i na południowym, wytknięto linje ciągów, ustawiając po dwa kołki na każdej.

Otrzymawszy w ten sposób zarys jeziora na planie, a wytknięte południki przebiegając co 100 m w terenie, przystąpiono do pomiarów batymetrycznych. Sondowano naprzód północną połowę jeziora, a potem południową, co wobec znacznej szerokości jeziora pozwalało na dokładniejszą lokalizację punktów sondowań.

Na brzegu, w miejscach zaznaczonych poprzednio kołkami, ustawiano 4 tyki z białemi płachtami, z których każda para wyznaczała jeden ciąg (południk zarazem). Stolik ustawiano i orjentowano nad którymś z kołków na tym samym brzegu jeziora, w odległości 200 lub więcej metrów od tyk. Teraz łódka kierowana przez wioślarza, wzdłuż wytkniętej tykami na brzegu linji, odjeżdżała od brzegu, zatrzymując się co pewien czas, gdy obserwator, śledzący jej położenie na stoliku, dawał odpowiedni sygnał. Wówczas operator na łódce sondował, odczytując głębokość na liczniku i zapisywał ją obok kolejnego numeru, a obserwator przy stoliku wyznaczał położenie łódki przez przecięcie linji celu z odpowiednim południkiem i opatrywał punkt ten kolejnym numerem, każdorazowo uzgodnionym z operatorem na łódce zapomocą odpowiedniej sygnalizacji. Po dotarciu do połowy szerokości jeziora, łódka przejeżdżała na drugi wytknięty ciąg i operator sondował na nim, powracając do brzegu. Po wylądowaniu przenoszono tyki na następne dwa ciągi, a stolik o 200 m dalej. Gdy okolica jednego brzegu została już wysondowana, rozpoczęto prace na drugiej połowie jeziora.

Zaznaczyć należy, że metoda ta daje najbardziej dokładną lokalizację przy brzegu, gdzie kąty przecięcia są zbliżone do prostych, a mniej dokładną na środku jeziora. Ale jest to dobra jej strona, ponieważ większa dokładność lokalizacji wymagana jest właśnie w pasie przybrzeżnym, podczas gdy na środku dużego jeziora przesunięcie miejsca sondowania nawet o 30 m nie powoduje zazwyczaj wyraźnej zmiany

głębokości. Sondowanie każdej połowy jeziora oddzielnie, miało właśnie na celu unikanie zbyt ostrych kątów przecięcia na stoliku.

Ukończywszy zdjęcie batymetryczne, zabrano się do zdjęcia szczegółowego linji brzegowej i do hipsometrji. W tym celu ustawiano kolejno po raz trzeci stolik nad poszczególnemi kołkami, używając do pomiarów alidady niwelacyjnej, łaty, deklinatora i mierzenia na kroki. Stosowano zarówno niwelację poziomą, jak altymetrję przy pomocy odczytywania spadków, zależnie od tego gdzie i jak było dogodniej. Wysokość stolika określano za każdym razem względem poziomu jeziora, z przeliczaniem na wysokość bezwzględną (nad poziom morza).

Podobną, tylko nieco uproszczoną, metodą zdjęto jezioro Radyszyn i leżące koło niego — Czarne w skali 1:2.500.

Sieć główną wyznaczono kierownicą, jako linję łamaną na jednym brzegu jeziora, orjentując stolik na poprzednie stanowisko z promieniowaniem na przeciwległy brzeg. Było to możliwe, dzięki mniejszym wymiarom jeziora. Linję brzegową wyznaczono kierownicą na stoliku i łatą, obwożoną na łódce wzdłuż brzegów, bowiem od strony lądu nie wszędzie były one dostępne i dobrze odkryte. Mniejsza szerokość jeziora pozwoliła też prowadzić sondowania od brzegu do brzegu, a w związku z tym i umiejscowienie ciągów odbywało się prościej Operator utrzymywał się na wytkniętej, na jednym brzegu jeziora, dwiema tykami linji, zatrzymując łódkę co pewną ilość uderzeń wioseł i sygnalizując pomiar. W tym momencie, obserwator przy stoliku, który stale naprowadzał lunetę na łódkę, wykreślał odcinek linji celowniczej na planie w tej strefie, w której przypuszczalnie ciąg się znajdował. Gdy łódka stawała przy przeciwległym brzegu, ustawiano na niej łatę i kierownicą ustalano położenie drugiego końca linji sondowań. Przecięcia tej linji z odcinkami linij celowań wyznaczały miejsca sondowań.

Największe trudności mieliśmy z jeziorem Rakutowskiem: zmienny poziom, niedostępne prawie ze wszystkich stron brzegi, brak w pobliżu punktów zaczepienia wraz ze znaczną szerokością — uniemożliwiały lokalizację punktów i zdjęcie brzegów. Pobieżne sondowania z łódki wykonywano na nim już w r. 1925, ubiegłej zimy próbowaliśmy pracować z lodu, ale zamiar nie powiódł się. Ostatecznie batymetrja jeziora sporządzoną została na podstawie planów meljoracyjnych, będących w posiadaniu Ministerstwa Robót Publicznych. Plany te, wykonane przed 10 laty, przedstawiają teren w poziomicach co 0,2 m, opartych na niezbyt gęstej sieci punktów wyznaczonych tacheometrycznie. Dno jeziora przedstawiono również w poziomicach. Ponieważ poziom jeziora przedstawiony na tym planie jest wyższy o 10 *cm* od poziomu wyrażonego na mapie 1:25.000, którą przeważnie braliśmy za podstawę

naszych prac, a wskutek tego i powierzchnia jeziora znacznie większa, więc przeprowadziliśmy na planie meljoracyjnym linję brzegową o 10 *cm* niżej, t. j. wzdłuż tej poziomicy dna, która odpowiadała dawnemu, zdaje się, bardziej normalnemu poziomowi jeziora, przedstawionemu na mapie 1:25.000. Stosując się do tego konwencjonalnego poziomu, zinterpolowaliśmy dno i wykreśliliśmy izobaty metrowe, co dało obraz porównywalny z planami batymetrycznemi pozostałych jezior. Jezioro Rakutowskie uzyskało w ten sposób obszar i kształt bardzo zbliżony do tego, jaki przedstawia mapa 1:25.000, a jednocześnie wyodrębniło się z zalanego obecnie obszaru jezioro Żłoby, opuszczone na mapie topograficznej. Postępowanie takie było możliwe dlatego, że pod względem wysokości plan meljoracyjny i mapa naogół dobrze się zgadzają. Głębokość maksymalna (2,5 m) na przerobionym przez nas planie wypadła o 30 cm mniejsza niżeli z sondowania p. Jaczynowskiego z r. 1925 (2,8 m); okoliczność tę możemy sobie jednak tłumaczyć w dwojaki sposób: poziom jeziora w lecie r. 1925 był wyższy, albo w czasie zdjęć meljoracyjnych, ominięto największą głębokość, co jest bardzo możliwem, jeżeli się zważy, że batymetrja całego wykreślonego przez nas jeziora oparta została zaledwie na 18 punktach.

Poziom zwierciadła jezior braliśmy przeważnie z mapy, jednak w niektórych przypadkach trzeba było wykonywać pomocniczą niwelację. Naprzykład po nawiązaniu jeziora Skrzyneckiego do Goreńskiego okazało się, że różnica ich powierzchni wynosi metr a nie 3 m, jak wynikało z mapy. Poprawek naszych nie nawiązywaliśmy jednak do głównych ciągów niwelacyjnych (jeden wzdłuż Wisły, a drugi wzdłuż kolei Bydgoskiej), gdyż nie są one wyrównane.

Ustalenie nazw jezior też nastręczało trudności. Niektóre nazwy, podawane na mapach dawnych, a nawet współczesnych, nie są znane lub nie używane na miejscu. W spisie alfabetycznym jezior podajemy je wszystkie z wyjątkiem tych, których pisownia jest błędną. Licząc się z wymową miejscową, wprowadzamy też *é* (pochylone), choć zniknęło ono z języka literackiego. W przypadkach, kiedy ta sama nazwa powtarza się na paru jeziorach (np. Wielkie), a istnieją równocześnie inne, używamy tych drugich, choćby były mniej znane.

II. Geologja terenu i pochodzenie jezior.

Badania tej okolicy doprowadziły mnie jeszcze w roku 1922 do przeświadczenia, że jeziora są wytworem jęzora lodowcowego, oscylującego w dolinie Wisły [1]). Definitywne dowody tego twierdzenia podaję gdzieindziej [2]), tu zaś ograniczam się tylko do naszkicowania ram geologicznych, w które oprawione zostały zwierciadła wodne pośród borów i piasków.

Okolica nasza ograniczona jest od południa stopniem, biegnącym z za Gąbina, przez Gostynin na Kowal i Kruszyn. Początkowo, pod Gąbinem i Zdworzem, jest to łagodny schodek terenu, którego górny brzeg zaznacza poziomica 110 m. Pod Gostyninem stopień ten przecinają dwie rynny, biegnące z południa, poczem zjawia się ona pod Budami Kozickiemi, ale już 115 m wysoka o 40 m wysokości względnej, skąd biegnie na Górki i Boruchowo. Na tym odcinku ma on wygląd stromej krawędzi o wyraźnem, erozyjnem podcięciu. Ponad stopniem teren się jeszcze podnosi, ukazuje wyraźniejsze urzeźbienie i przechodzi w wyżynę dyluwjalną. Jeden stok obejmował dotąd dwa tarasy, ale za Boruchowem rozdwaja się. Górna krawędź skręca ku zachodowi na Bogusławice i Bożymie, gdzie znika pod utworami akumulacji lodowcowej. Dolna — biegnie w poprzednim kierunku na Kowal, Kruszyn, Dziadowo (na W od Włocławka), obniżając się do 85 m.

Od północy nasza grupa jeziorna ograniczona jest krawędziami tarasów spadających ku Wiśle. Początkowo, pod Dobrzykowem, wysokość ich nie sięga 93 m, ale zaraz dalej obniża do 90 m; biegnie tak pod Ciechomice, za Górami znów się obniża nieznacznie i ginie pod utworami wydmowemi. Wysokość tego tarasu, nazwanego przez nas Ciechomskim, podnoszą osady zlodowacenia dolinowego. Jest to pierwszy od góry taras w kotlinie Płockiej, o wzniesieniu 40 m ponad poziom rzeki i dlatego uznaliśmy go za IV-ty (górny) taras Wisły.

W przedłużeniu krawędzi Ciechomskiej, zjawia się pod Soczewką nowa, o wysokości 64 m. Początkowo spada ona stopniem 5-metrowym na taras niższy, ale dalej, pod Leonowem i Karolewem, biegnie nad samą Wisłą. Dalej krawędź ta rozdwaja się: górna odchyla się pod Nową Wsią na zachód — na Dąb Polski, poczem zanika, dolna — towarzyszy stale Wiśle. Dalszy ciąg krawędzi Leonowskiej (górnej) występuje w Kępinach pod Włocławkiem. Sądząc z mapy, taras Leonowski

---

[1]) Lencewicz St.: O wieku środkowego Powiśla. Posiedzenie Naukowe P. I. G. Nr. 3, 1922.

[2]) Lencewicz St.: Dyluwjum i morfologja środkowego Powiśla. Prace P. I. G. 1927.

chciałoby się uważać za dalszy ciąg Ciechomskiego, ale ostatni jest od niego o 26 m wyższy, co wobec odległości pięciu kilometrów daje spadek zbyt wielki. W dodatku jego wysokość nad rzeką wynosi tylko 14 m, podczas gdy Ciechomskiego — 40 m. Zważmy jeszcze, że całe dno kotliny Płockiej obniża się z południo-wschodu na północo-zachód: taras Ciechomski leży w poziomie 90 m, środek kotliny — 75 m, a okolica Włocławka — 66 m. Taras Leonowski jest więc nowym tarasem (III-cim), niższym od Ciechomskiego.

Dwoma aluwialnemi dolnemi tarasami Wisły nie będziemy się zajmować, bowiem powstały one już po zlodowaceniu doliny wiślanej. Wypada jednak dla całości wspomnieć, że od strony północnej Wisła obramowana jest wysokiemi stromemi krawędziami. Od Włocławka poprzez Dobrzyń do Rokicia stok doliny kilkadziesiąt metrów wysoki ścina wprost wyżynę dyluwjalną. Bliżej Płocka — wyżyna dyluwjalna odsuwa się bardziej od Wisły, a nad krawędzią wysoką na 90—100 m rozciąga się odpowiednik tarasu Ciechomskiego.

Powierzchnię „pojezierza" Gostyńskiego zaścielają piaski bądź zwałowe, bądź przerobione z nich — eoliczne. Pod niemi spoczywa pokład iłów wstęgowych w postaci zwięzłej, twardej, a tłustej gliny, gruby na 4—6 m. Wychodzą one na powierzchnię w stoku tarasu pod Ciechomicami i Górami, warunkując nawet pewne jego załamanie, a rozciągłość ich na południe stwierdziłem aż do Grabiny.

Na poziomie iłów występują wysięki wodne, bądź źródła w Ciechomicach. Naprzykład w rozdole pod wiatrakiem w poziomie 78 m występują źródła, o tyle pokaźne, że wody ich tworzą sadzawkę, odpływającą potem systemem rowów w dolinę Wisły. W tym poziomie występują wody podziemne w cegielni w Górach, a potem na wschód od browaru Ciechomice. W miejscu, gdzie schodzą się wyloty trzech rozdołów, nacinających stok doliny, w poziomie około 70 m biją silne zdroje, zasilające grząskie bagnisko. Wody podziemne obniżają się tu aż do podstawy stoku, o czem świadczy też głębokość studni w browarze, wynosząca 8 m.

W środkowej części kotliny iły wstęgowe występują nad jeziorem Biélskiem, a w części zachodniej pod Włocławkiem. Zgodnie z obniżeniem się dna całej kotliny i poziom iłów jest tu niższy bo od 44—60 m.

Musimy tu zwrócić uwagę, że iły wstęgowe podścielające nasz teren, nie są bynajmniej wytworem zastoiska, spowodowanego lodowcem oscylacyjnym w dolinie Wisły, gdyż zalegają one również pod Płockiem po drugiej stronie Wisły, gdzie biorą udział w budowie wyżyny dyluwjalnej, jako utwory międzylodowcowe. Pod iłami wstęgowemi spoczywa serja utworów morenowych, a głębiej t. zw. formacja lignitowa

oraz pstre iły trzeciorzędowe. Powierzchnia zalegania trzeciorzędu jest nierówna: podnosi się, to znów opada.

Wysoki taras Wisły pomiędzy Gąbinem a Płockiem pokryty jest świeżemi utworami akumulacji lodowcowej. Od Dobrzykowa aż prawie po Gąbin występuje teren pagórkowaty, zbudowany z piasku, który zawiera żwir kanciasty lub słabo otoczony oraz drobne głazy narzutowe do 15 cm średnicy. Pagórki mają kształt chaotycznie rozrzuconych kopców, a pomiędzy niemi występują też zaklęsłości bezodpływowe. Wierzchołki ich utrzymują się na wysokości dziewięćdziesięciu paru metrów, a najwyższy z nich (98 m) ulokował się tuż za wschodnim krańcem jeziora Zdworskiego, odcinając zatorfioną misę o $^1/_2$ km średnicy. Całość ma wygląd najzupełniej typowych krajobrazów moreny końcowej, tylko formy są drobniejsze, niż zwykle. Erozja nie zdążyła w nich rozwinąć swych smug ściekowych, a świeżość form akumulacyjnych zadziwia, skoro się zważy, ze w odległości 3 km istnieje wielka rzeka, a pod Dobrzykowem i Górami pagórki morenowe zbliżają się tak blisko do krawędzi tarasu, że oddziela je zaledwie pas piaszczystej równiny 1,5 km szeroki.

Krajobrazy moren końcowych otaczają jezioro Zdworskie ze wschodu i północy, zbliżając się pod Matyldowem do samego jeziora. Dalej na zachód teren jest równy, dopiero za wsią Nowe Rumunki spotykamy wał moreny czołowej (111 m). Biegnie on od jeziora Łąckiego do Ciechomskiego, gdzie zbudowany jest głównie z piasku. Pomimo iż piasek podlega tak silnej deflacji, że potworzyły się płaty piasków lotnych, krajobraz zachował jeszcze piętno pierwotnej akumulacji morenowej. Po północnej stronie jeziora Ciechomskiego widać dalszy ciąg tego wału, który ginie dopiero za szosą.

Z południowej strony jeziora Zdworskiego znajduje się łańcuch ozów. Na południe od nich teren podnosi się do 110 m stopniem, na którym leży część wsi Zdwórz. Nad stopniem rozpościera się wielka równina Żychlińska, zbudowana z silnie zerodowanej moreny dennej. Szczęśliwym zbiegiem okoliczności ozy ulokowały się tuż u podstawy jej stoku, ułatwiając określenie swego położenia, podczas gdy ich południowo-wschodnie przedłużenie pod Zofjówką przylega bezpośrednio do tego stopnia. W północno-zachodniem przedłużeniu ozów, ku jeziorom Łąckim, ciągną się pagórki nieregularne, choć wydłużone. Dopiero na północ od jeziora Małego Łąckiego widzimy znów wał, zbudowany z piasku, żwiru i otoczaków, przechodzący na wschodnie brzegi jeziora Wielkiego Łąckiego. Północny brzeg tego jeziora stanowi znów wał 11 m wysoki, za którym występuje drugi — większy; obydwa złożone z piasku, zawierającego niewielkie głazy. Kształty tych wałów nie są

tak charakterystyczne, aby można je było przyjąć z pewnością za ozy; możliwe, że są one przedłużeniem moren czołowych w Nowych Rumunkach. Piaszczysty, usypiskowy, a nie zwałowy, kamienisty materjał moren omawianego obszaru, utrudnia ścisłe wyróżnienie form, noszących znamiona przejściowe.

Dodajmy jeszcze, że ozom towarzyszy szereg jezior, a zlodowacenie na górnym tarasie Wisły stanie się oczywistem, tembardziej, że wyżyny dyluwjalne, górujące nad krajobrazami lodowcowemi po obydwu stronach Wisły, odróżniają się równinnemi krajobrazami erozyjnemi.

Od głównego lodowca dolinowego odgałęział się na południe wąski jęzor, który pod Gostyninem wykroczył ponad taras. Wydaje się, jakby istniała tu jakaś dolina dopływowa, bo krawędzie wyżyny dyluwjalnej skręcają z obydwu stron Gostynina na południe. Obniżenie to wykorzystał jęzor lodowca, modyfikując je na właściwy sobie sposób. Oto dolina Skrwy lewobrzeżnej pod Gostyninem jest typową rynną lodowcową, w której ulokował się długi oz (część jego nazywają Dybanką), a obok niego małe głębokie jeziorka eworsyjne (Kocioł 16 m głębokości). Na południe rynna ozowa ciągnie się pod Sieraków, gdzie kończy się ślepo. Wnioskujemy stąd, że wody roztopowe nie odpływały z niej na południe, a działalność ich ograniczała się do wytwarzania jezior eworsyjnych i sypania ozów. Na wschód od Gostynina, pod drugą krawędzią widzimy dolinę Osetnicy. Jest ona tylko podobną do poprzedniej, bo wody roztopowe mogły odpływać z niej doliną Słudwi na Łowicz.

Na zachód od szosy płockiej krajobrazy morenowe tracą stopniowo swój wyraz. Początkowo są to pagórki o nieregularnych kształtach, zbudowane z utworów lodowcowych, a pokryte piaskiem lotnym. Za Sędeniem zjawia się już wielka wydma paraboliczna, ale na polach Zakęcia i w Sędeniu Wielkim spotyka się głazy narzutowe pokaźnych rozmiarów. Bardziej na zachód, za Soczewką i Białem zaczynają się coraz to większe obszary wydmowe, siedzące na podstawie piasku z narzutniakami. Powstawanie powłoki eolicznej ułatwiała ta okoliczność, że osady zlodowacenia składały się z materjałów usypiskowych, piaszczystych. Pomimo, iż piaski eoliczne zasłaniają przeważnie podkład morenowy, tu i ówdzie można oglądać bądź piaski zwałowe bez głazów, bądź nawet narzutniaki. W pobliżu Leonowa, gdzie wydm niema, występują piaski żwirzaste o różnej grubości ziarna oraz głazy o średnicy do 1,5 m. Duże głazy narzutowe widziałem jeszcze na polach Dobiegniewa.

Główne pole wydmowe ciągnie się aż pod Włocławek pasem prawie 50 km długim, a 10 szerokim. Od strony północnej wydmy para-

boliczne nie schodzą na taras dolny, a od strony południowej oddziela je od brzegu pradoliny pas bagien 3—5 km szeroki. Pozrastane ze sobą ramiona wydm tworzą skomplikowane wały, oddzielające obszar wydmowy od pasa bagien, a na pograniczu obydwu tych krajobrazów rozłożył się znów łańcuch jezior.

Bagna Kłócieńskie i Rakutowskie nie są bynajmniej dziełem obecnej Wisły, nie można bowiem przyjąć, aby wielka rzeka, wędrująca od Płocka na Kowal, nie zatarła przytem położonych na swej drodze jezior rynnowych, a ponadto niema żadnych śladów, któreby wskazywały na przepływ Wisły po zlodowaceniu dolinowem u południowego stoku jej pradoliny, pomiędzy Gąbinem i Gostyninem. Pozostaje więc tylko przyjąć, że ta szeroka, bagnista dolina istniała przed oscylacją. Ponieważ zaś dno całej kotliny obniża się ku Włocławkowi, przeto i odpływ musiał się odbywać w tamtym kierunku.

Świeżość form akumulacyjnych w części końcowej lodowca dolinowego, szybkie zacieranie się ich w okolicach drogi żelaznej oraz wspaniale rozwinięte pola wydmowe, w części środkowej i zachodniej, każą przypuszczać, że to właśnie część końcowa najpóźniej została pozbawiona powłoki lodowej. Lodowiec nasz przerwał się gdzieś na południku Gostynina, trzon jego stopił się naprzód, a czoło pozostało, jako płat martwego lodu. Wody roztopowe odpływały na północo-zachód pod obydwoma krawędziami pradoliny i łączyły się pod Włocławkiem. Na miejscu prawego z tych odpływów odrestaurowała swoje koryto Wisła. Odpływem lewym ciągnęły wody od Gostynina, jak na to wskazuje pas bagien. Środek kotliny, zawarty pomiędzy obydwoma odpływami, wcześniej podległy denudacji, mógł też wcześniej przemienić się w obszar wydmowy, podczas gdy martwy lód pod Gąbinem ochraniał pierwotne formy akumulacyjne od zniszczenia. Wskutek tego procesy deflacyjne zaczęły się tam później i nie mogły rozwinąć się do dziś w tym stopniu, jak w zachodniej połowie kotliny.

Lodowiec nasz był cienki, bo z granic pradoliny wykroczył tylko pod Gostyninem, jego morena denna ma zaledwie parę metrów miąższości. Zlodowacone dno pradoliny leży na obszarze gąbińsko-płockim na wysokości 90—94 m, stąd obniża się do 75 m w środku kotliny, a do 68—66 m pod Włocławkiem. Okoliczność ta zarówno, jak nagły zanik tarasu wysokiego pod Górami wskazują, że zachodnia połowa naszego lodowca posuwała się po tarasie środkowym, a wschodnia, końcowa — po górnym. Wydaje się, jakby nie wywierał on pokaźniejszej egzaracji, zato działalność wód podlodowcowych była bardzo ożywiona.

Pod lodowcem, długiemi tunelami, płynęły potoki, jak na to wskazują jeziora, rozmieszczone w dwa szeregi.

Pierwszy łańcuch jeziorny rozpoczyna Grzywno na Glinkach pod Włocławkiem, a dalej wyznaczają go jeziora: Radyszyńskie, Telężna, oraz grupa jezior na Jazach. Tu praca wód podlodowcowych wyczerpywała się największym wysiłkiem, tworząc niewielką, ale głęboką na

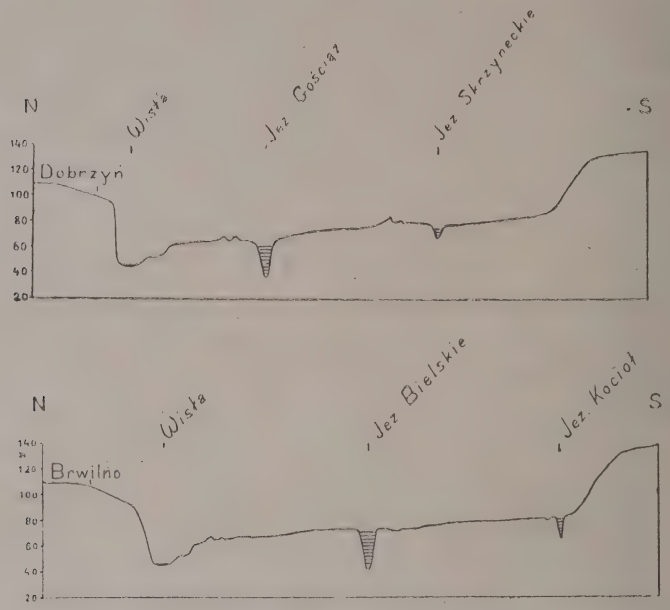


Fig. 1 i 2. Przekroje poprzeczne przez pradolinę Wisły. Skala pozioma 1:300.000, pionowa 1:6.000.

25,8 m, misę Gościąża, o dnie, schodzącem poniżej dzisiejszego poziomu Wisły.

Drugi tunel podlodowcowy był znacznie dłuższy, gdyż ciągnął się przez całą długość jęzora dolinowego. Zaczyna go o kilka kilometrów za Włocławkiem, w leśnictwie Krzyżówka, wąska dolinka bezodpływowa, ciągnąca aż po wieś Rudę nad Zgłowiączką. Stoki jej są strome, dno bagniste, poprzegradzane progami, a w północnym krańcu dochowało się nawet malutkie jeziorko. W przedłużeniu jej spotykamy już na naszym terenie jeziorko na Krzywem Błocie, a dalej Czarne na południe od Glinek. Zaraz za plantem kolejowym mamy wyraźną, rozdwojoną rynnę z jeziorem Wikaryjskiem, a dalej znów grupę jezior Wójtowskich i odosobnione jezioro Dzielno w Kukawach.

Tutaj pradolina Wisły rozszerza się, a pod jej południowym stokiem występuje podłużne zagłębienie, utworzone jeszcze przed oscylacją.

Naturalnie wypełnił je lód, ale wody podlodowcowe nie zeszły do dna uprzedniej doliny, lecz zachowały swój dotychczasowy kierunek biegu, utrzymując się na załamaniu powierzchni terenu [1]).

W związku z tem następne ogniwa łańcucha jeziornego (Lubiechowo, Krzewenckie, Goreńskie) nie zdradzają działalności eworsyjnej, snać wody nie płynęły tu pod ciśnieniem, lecz korzystały ze szczelin lodowych, wytworzonych właśnie na spadku podłoża. Dalej tunel lodowy rozgałęział się: jedno ramię biegło wprost na wschód, a drugie na południowy-wschód, gdzie zaznaczone jest szeregiem następujących jezior: Radziszewskie, Czarne, Zuzinowskie, Przytomno, parę innych i wreszcie Kocioł. Ostatnie, malutkie, a 16,6 m głębokie, jest typowem jeziorem eworsyjnem, wśród łańcucha ozów gostyńskich. Odgałęziający się od głównego lodowca dolinowego, mniejszy jęzor, wdzierał się tu w dolinę dopływową Wisły, teren podnosił się, co znów wywołało wzmożenie eworsji.

Wzmiankowane odgałęzienie wschodnie zaczyna się jeziorem Skrzyneckiem, ktorego batymetrja wskazuje, że wody płynęły tu pod ciśnieniem. Dalej w tym łańcuchu położone jeziora: Lucieńskie, a zwłaszcza Bielskie, zaznaczają pokaźne pogłębienie rynny jeziornej i wzmożenie eworsji. Zjawisko to obserwujemy znów w miejscu, gdzie dno doliny podnosi się, a wody podlodowcowe, z trudem wznosząc się, wyżłobiły najgłębsze w całej kotlinie Gostyńskiej jezioro Bielskie, o dnie schodzącym niżej od poziomu Wisły.

Zawikłanie w biegu wód, podążających dotychczas jednostajną rynną, zatamowaną wzniesieniem podłoża, uwydatnia się jeszcze w tem, że od jeziora Bielskiego odgałęzia się na północo-wschód szereg jezior Sędeńskich. Bądź co bądź poprzedni kierunek biegu zostaje jednak utrzymany. W przedłużeniu jeziora Bielskiego spotykamy jezioro Drześno, a na południe od nich — Sumino. To rozdwojenie potoków podlodowcowych utrzymywało się aż do czoła lodowca. Oto pod Grabiną widzimy typową rynnę jezior Ciechomskich. Mniejsze ich rozmiary i głębokości tłumaczę sobie osłabieniem eworsji w czołowej części lodowca, gdzie wody łatwo wydostawały się na wolną powierzchnię. W przedłużeniu jeziora Sumińskiego mamy znów podłużne zagłębienie terenu, położone u podstawy stoku wyżyny dyluwjalnej, w którem leżą jeziora Łąckie i Zdworskie. Musiały w niem krążyć również wody podlodowcowe, bo na to wskazuje łańcuch ozów i rów w dnie jeziora Zdworskiego. Ale zarówno ono jak i Łąckie są raczej jeziorami zaporowemi.

---

[1]) Takie przystosowywanie się potoków podlodowcowych do podłoża znam również na Kujawach.

Jak się to okaże ze szczegółowego opisu jezior i najbliższego ich otoczenia, część ich nie zasługuje na nazwę rynnowych, jeżeli pod tem mianem rozumieć misy, powstałe przez eworsję. Niektóre z nich mają w dnach głęboczki, inne zaś są pozbawione tych odznak wirowania wody. Jedne mają progi, rozdzielające jezioro na oddzielne baseny, lub rozgałęziające się drobne rynny, inne znów są tylko jednostajnemi zagłębieniami. Tem niemniej jednak wszystkie ogniwa łańcuchów jeziornych są wytworem pracy wód podlodowcowych i dlatego możnaby je nazwać tunelowemi. Tylko ostatnio wspomniane jeziora Zdworskie i Łąckie egzystencję swoją zawdzięczają głównie morenom czołowym.

Największe, obok Zdworskiego, jezioro Rakutowskie ma genezę odmienną: być może jest ono resztką większego zastoiska, wytworzonego wskutek trudności odpływu wód roztopowych. Dziś jest ono tylko jeziorem wody gruntowej, podobnie, jak parę innych — drobniejszych. Charakterystyczne, że żadnemu z jezior nie możemy przypisać powstania wydmowego, chociaż w niektórych miejscach ciągłość dolin rynnowych poprzerywana została wydmami.

III. Hydrografja.

Hydrografja kotliny Płockiej jest bardzo zawikłana, a mapa 1:300.000, zarówno jak jej pochodne, przedstawia ją źle. Sieć rzeczna wskutek przepuszczalności gruntu rozwinięta jest słabo i nie zdołała się jeszcze uporządkować. Odwodnienie prawdopodobnie nie różni się wiele od tego, jakie zapanowało po stopieniu lodowca. W licznych miejscach występują, jako arterje odwadniające — smugi błotne, których znaczenie wzrasta w miarę kopania rowów. Tą drogą człowiek modyfikuje z łatwością nawet obszary zlewisk. Wydmy wpływają coprawda w niektórych miejscach na szczegóły odpływu, ale rozkładem działów wodnych nie rządzą, jakby się to zdawać mogło z mapy topograficznej. Dokładne wyodrębnienie poszczególnych zlewisk natrafia wskutek tego na znaczne trudności.

Linje przepływu wód, krążących pod lodem (opisane wyżej), poprzerywały się, skracając drogę odpływu do Wisły. Jeziora pierwszego łańcucha odpływają trzema krótkiemi strugami do Wisły, tworząc wskutek tego trzy małe, niezależne zlewiska. Zachodnia część drugiego łańcucha również przelała się do tamtych zlewisk. Natomiast jeziora tego samego szeregu od Lubiechowa po Gostynin odpływają okólną drogą przez Rakutówkę i Zgłowiączkę. Środkowa część głównej rynny jeziornej znalazła znów krótszy odpływ do Wisły za pośrednictwem Skrwy (lewobrzeżnej). Wreszcie najbardziej na wschód wysunięte jeziora, prze-

ważnie pozbawione odpływu powierzchniowego, oddają swe wody najkrótszą drogą, jak i pierwotnie, prawie bezpośrednio do Wisły.

Jakkolwiek nasze studjum jeziorne dotyczy tylko dyluwjalnej doliny Wisły, stanowiącej pewną geograficzną i genetyczną całość, to jednak dla poznania całości zlewiska musieliśmy sięgnąć na przylegającą od południa wyżynę dyluwjalną, choć niema tam większych jezior, z wyjątkiem dwóch, leżących nad krawędzią tarasu pod wsią Grodno. Ale okazało się, że z ogólnej powierzchni zlewisk, wynoszącej 1059,9 km², na dolinę Wisły przypada 694,4 km², a na wyżynę dyluwjalną 365,5 km². Północne granice wszystkich zlewisk urywamy nad aluwjalną doliną Wisły, tam bowiem występują liczne źródła i wysięki, a wody naszych zbiorników łączą się z wodami, płynącemi dnem doliny z okolic dalszych.

1. Zlewiska Radyszynki, Zuzałki, Rudy i Bzury.

W ukształtowaniu powierzchni zachodniej połaci kotliny Płockiej uwydatniają się dwie wyraźne strefy, biegnące, zgodnie z doliną Wisły, od wschodu ku zachodowi z nieznacznem odchyleniem. Strefa południowa jest starszem od oscylacji zagłębieniem, zawartem pomiędzy stokiem tarasu na południu, a wielkiem polem wydmowem na północy. Wody odprowadza stąd Rakutówka do Zgłowiączki. Dział wodny, pomiędzy zlewiskiem Rakutówki, a położonem na północ od niego zlewiskiem Wisły, biegnie od Włocławka wzdłuż linji kolejowej do Pińczaty, poczem skręca na południowy wschód, trzymając się mniej lub więcej granicy obszaru wydmowego, choć o przebiegu działu decydują tu nie wydmy, lecz ich wzniesione podłoże. Zlewisko północne oddaje swe wody Wiśle za pośrednictwem czterech strug: Radyszynki [1]), Zuzałki, Rudy i Bzury.

Kierując się od Modzerowa na południe ku Józefowu, możemy wynaleźć szereg punktów wyższych, oddzielających dorzecze Radyszynki od Zuzałki. Dalej na południe granicę zlewiska przeprowadziliśmy linją zębatą po łukach wydmowych na Przyborowo. Dział wodny pomiędzy Zuzałką i Rudą zaczyna się w Dobiegniewie, w pobliżu ujścia Rudy do dzisiejszej doliny Wisły, biegnie w pobliżu tej strugi, przechodzi pomiędzy jeziorami Chrapką i Gościążem, poczem kieruje się po wydmach na Krzewent, omijając z zachodu gajówki Czarny Borek i Niedźwiedź. Wreszcie dział wodny, odgraniczający Zuzałkę od Bzury, zaczyna się w Karolewie, omija od zachodu Grodzisko, a biegnąc wciąż po wydmach, przechodzi przez najwyższą z nich w punkcie 103,7 m, skąd

[1]) Nazwę tę bierzemy z mapy Kwatermistrzostwa, ludność miejscowa jej nie zna.

kieruje się ku południowi na Mały Goréń. Tak wyodrębnione zlewiska mają powierzchnie bardzo do siebie zbliżone, a mianowicie: Radyszynki 69,1 km², Zuzałki 78,6, Rudy 66 i Bzury 63,9 km².

Przypuszczam, że wyodrębnione na mapach zlewiska tych czterech strug, umiejscowiły się w zależności od pewnych rysów powierzchni podłoża dyluwjalnego t. j. trzeciorzędu. Oto Lewiński[1]) stwierdził w tych okolicach obecność „szeregu fałdów antyklinalnych, zapewne dość wąskich w porównaniu do leżących między niemi synklin, o kierunku NW—SE". Jedna z takich fałd występuje na przestrzeni Modzerowo—Józefowo, druga pod Dobiegniewem, a właśnie działy wodne w tych okolicach biegną na N z odchyleniem zachodniem. Wreszcie pod Karolewem trzeciorzęd wznosi się nad poziom Wisły, powodując jej zwężenie. Nie rozporządzamy otworami wiertniczemi, które mogłyby bardziej oświetlić nasze przypuszczenie, z tego jednak, co dotychczas wiadomo o podłożu dyluwjum tych okolic, wynika, że powłoka dyluwjalna na działach wodnych ma miąższość zaledwie kilkunastu metrów, bowiem w Modzerowie trzeciorzęd sięga 33 m nad p. m., a w Dobiegniewie 36 m; ponieważ zaś garby podłoża wzrastały jeszcze w czasach dyluwjalnych, przeto nic dziwnego, że mogły się na nich ulokować działy wodne.

Wypływająca z jeziora Gościąż ku zachodowi Ruda zmienia szybko swój kierunek biegu na NNW, zapewne pod wpływem oddziaływania garbu podłoża, ta okoliczność tłumaczy też, dlaczego jeziora Chrapka, Święte i Łąkie nie oddają swych wód Rudzie, choć leżą zaledwie o $1^1/_2$ km od niej. Podobnie Zuzałka, zbliżywszy się do działu wodnego, zmienia bieg pod kątem prostym, zdążając ku Wiśle na NE.

Przez zlewisko Radyszynki i Zuzałki ciągną równolegle do siebie dwa szeregi jezior. Północny z nich kończy się w zbiorniku Rudy, a południowy przechodzi do zlewiska Rakutówki. Dlatego też opis poszczególnych jezior zaczniemy od szeregu północnego.

Grzywno w Glinkach pod Włocławkiem stanowi kałużę o brzegach płaskich, w części zabagnionych. Od strony NW wciska się w nie piaszczyste wzniesienie, łączące się z wyższym od brzegów jeziora terenem otaczającym.

Dziemionek (na W od Rybnicy) zajmuje część wyraźnej rynny, głęboko zatorfionej na W od jeziorka. Brzeg północny rynny wyniosły i stromy. Odpływ wyraźny na E do Rybnicy. W okolicy biegną smugi łąkowe z WNW na ESE, a więc równolegle do koryta Wisły. Na południe stąd malutkie jeziorko (poniżej 1 ha).

[1]) J. Lewiński. Zaburzenia czwartorzędowe i morena dolinowa w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Sprawozd. P. I. G. 1924.

Rybnica zajmuje kotlinowate, regularne, nieco wydłużone zagłębienie. Głębokość wzrasta ku N, osiągając maximum (4,6 m) w pobliżu brzegu północnego. Tu brzeg jest wyraźny, a na południu zarasta. Dwa dopływy i spory odpływ (Radyszynka).

Żółw. Mniejszy od hektara, półksiężycowaty pasek wody niezarośniętej jeszcze, wpośród znacznie większego, podobnego z kształtu do okolicznych jezior, zarośniętego zagłębienia, tworzącego mokrą łąkę. Brzegi zagłębienia wyraźne.

Łąkie na SE od Rybnicy. Podłużne jeziorko, rozdzielone podwodnym progiem na dwie części: większą, ale płytszą (5 m), północno-zachodnią i mniejszą, choć głębszą (6 m), południowo-wschodnią.

Fig. 3. Jezioro Radyszyn, na pierwszym planie — delta. *Fot. E. Rühle.*

Odpływa do Rybnicy. Brzegi zarastające ujęte w pewnej odległości nieznacznemi krawędziami. Rynna jeziora Łąkiego rozdwaja się ku SE i E. Ramię wschodnie jest głębiej wcięte, a w nim leży jezioro Radyszyn, odpływające do Łąkiego strugą; ramię SE ma dno wyższe z niskim progiem, oddzielającem je od jeziora Łąkiego. Struga, płynąca z jeziora Wikaryjskiego, przecina to ramię wpoprzek i uchodzi wciętą dolinką do Radyszyna, natomiast dalej ku SE ramię to pogłębia się, tworząc grubo zatorfione łąki, obejmujące jezioro Czarne na SW od Radyszyna. Struga Wikaryjska ma długą drogę, to też woda skraca ją sobie podziemnie, przesiąkając z rynny SE do niżej położonej E, tworząc wysięki i zjawiska erozji wstecznej przy zjeździe do mostu.

Czarne koło Radyszyna leży w opisanej już rynnie, oddzielone od Radyszyna wąskim, niskim progiem podłużnym. Stosunkowo znaczna głębokość (4 m) nie pozwoliła na całkowite zatorfienie jeziora. Proces ten postępuje tylko na obwodzie przez narastanie kożucha pływającego, który na planie zaliczony został do lądu.

Radyszyn, większe od poprzednio opisanych jezior, ma też największą z nich głębokość (10,9 m), która znajduje się w najszerszem miejscu. Rzeźba dna stanowi rów, spłycający się stopniowo ku SE, na końcu zakręcony prawie pod kątem prostym, co uwydatnia się i w linji brzegowej. Zatoka ta odpowiada obniżeniu w progu, oddzielającym zagłębienie Radyszyna od Czarnego. Pozatem jezioro Radyszyn ma ujęcie dość wysokie, zakręt więc rowu w dnie jeziora wytworzony został przez wody podlodowcowe, które przelewały się tędy do zagłębienia — Czarnego. W rzeźbie dna wyróżnić można dwie składowe: płaskodenną misę o zarysie brzegów i wcięty w nią rów o stromych stokach, co świadczy o ukształtowaniu dna jeziornego pod wpływem kolejno po sobie następujących czynników, zakończonych wydrążeniem eworsyjnego głęboczka. Rów denny, stanowiący oś jeziora, należy do właściwej rynny Radyszyn—Łąkie, wykorzystanej przez odpływ dzisiejszy. Misa płaskodenna przedłuża się bagnistą rynną, którą prowadzi wodę struga Wikaryjska. Przy ujściu jej wytworzyła się foremna delta, zaznaczona wypukło w linji brzegowej i w rzeźbie dna. Pierwotny bieg wód podlodowcowych kierował się raczej tą płaskodenną rynną, a późniejszy rowem osiowym, bo kierunek ten, jako wcięty w formę płaskodenną, musimy uznać za młodszy.

Telężna leży w bagnistej rynnie, będącej przedłużeniem radyszyńskiej, choć oddzielona wydmami. Dno jeziora jest płaską misą (2,7 m). W kierunku rozciągłości rynny brzegi niskie, zarośnięte. Wypływ Zuzałki korzysta z tej rynny, która ponadto połączona jest z zagłębieniami dwu następnych jezior.

Świenno (Święte lub Świetno) jest najbardziej wysuniętem ku NW w grupie trzech jezior pod wsią Telężna Leśna. Małe, ale stosunkowo głębokie (4,6 m) w brzegach wyniosłych. Na zachód od niego, na przestrzeni paru kilometrów, ciągnie się smuga bagienna, wcięta w teren słabo urozmaicony.

Chrapka, położona na E od poprzedniego, od którego oddziela ją wyniosła przegroda. Silnie zarasta (1 m głęb.), choć ma nieco większą powierzchnię. Na północ od niej — bagienko pozostałe po zamarłem jeziorku.

Łąkie (Łuka) — południowe z grupy, oddzielone jest od poprzednich wałem, porosłym suchym borem; zajmuje większą od siebie kotlinkę. Głębokość jeziora niewielka (2,8 m).

Gościąż i grupa na Jazach. Z jeziorem tem związane są trzy inne tak ściśle, że musimy je rozpatrywać razem. A więc na północowschód od głównego zbiornika wodnego znajduje się jez. Wirzchoń, oddzielone tylko pasem 125 m szerokim, a 5 m wysokim. Jeszcze bliżej

1. ZLEWISKO RADYSZYNKI, ZUZAŁKI I RUDY.
BASSIN DE RADYSZYNKA, ZUZAŁKA ET RUDA.

No	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Bez odpływu *Sans écoulement*	Wzniesienie *Altitude*	Długość *Longueur*	Szerokość *Largeur*	Powierzchnia *Surface*	Głębokość max. *Profondeur max.*	Pojemność *Volume*	Roczny opad atm. *Précipitations ann.*
			m			ha	m	tys. m³ *milliers*	
	***a.* Zlewisko Radyszynki**								
1.	Czarne (na S od Glinek)	—	62	390	180	4,8	6,5	151	24
2.	Czarne pod Radyszynem	—	60	230	165	3,0	4,0	81	15
3.	Dziemionek (na W od Rybnicy)		59	240	140	2,4	—	*55*	12
4.	Grzywno (w Glinkach)	—	61	280	210	4,3	*4,5*	*85*	22
5.	Jedwabno	—	65	350	220	3,9	2,2	*45*	20
6.	Łąkie		59	580	140	5,8	6,0	160	29
7.	Radyszyn		59	1.100	430	31,1	10,9	1.456	159
8.	Rybnica		58	500	200	7,6	4,6	173	39
9.	Widuń		65	570	270	13,8	3,6	184	70
10.	Wikaryjskie		65	1.750	690	65,9	13,6	2.750	336
11.	Wójtowskie N		67	530	280	10,6	6,5	334	54
12.	Wójtowskie SE		67	850	375	20,6	8,0	633	105
13.	Wójtowskie SW	—	67	385	375	9,2	8,5	356	47
	Razem					**183,0**		**6.463**	**932**
	***b.* Zlewisko Zuzałki**								
14.	Chrapka	—	65	450	280	5,6	1,0	*65*	29
15.	Dzielno (w Kukawach)	—	69	235	185	2,9	7,2	83	15
16.	Łąkie (na S od Chrapki)	—	65	855	225	14,8	2,8	*340*	75
17.	Świenno *(Święte, Swietno)*	—	65	385	170	4,1	4,6	83	21
18.	Telężna		63	800	545	25,6	2,7	342	131
	Razem					**53,0**		**913**	**271**
	***c.* Zlewisko Rudy (Jazów)**								
19.	Brzózka		62	250	180	3,1	1,3	18	16
20.	Gościąż		62	1.200	690	46,9	25,8	2.702	239
21.	Mielec		62	350	325	6,9	1,5	39	35
22.	Wirzchoń		62	610	390	15,3	1,7	131	78
	Razem					**72,2**		**2.890**	**368**

Gościąża leży Brzózka. Dna tych jezior są muliste i niemal w całości zarośnięte (głęb. max. pierwszego 1,7 m, drugiego 1,3 m). Przepływa je struga, wpadająca do zatoki Gościąża zwanej Tobyłką, 2 m głębokiej. Przedłużeniem głównego jeziora na zachodzie jest płytki basenik

(1,5 m) zwany Mielec, odgraniczony progiem, przeciętym wąską, krótką cieśniną. Przeprowadza on wody całej grupy jeziornej, z niego bowiem wypływa Ruda.

Sam Gościąż stanowi wybitny kontrast ze swymi towarzyszami, zarówno pod względem wielkości, jak głębokości. W ukształtowaniu jego dna można wyróżnić dwa elementy: misę o stokach łagodnych do głębokości 6 m, oraz dwa wcięte w nią głęboczki, przegrodzone szerokim progiem. Jeden z nich (12,1 m) znajduje się w zachodniej części jeziora, drugi (25,8 m), o bardzo stromych stokach, przypada w środku. Dno jego leży o 14 m niżej od poziomu Wisły, która odległą jest tylko o 4,5 km od naszego jeziora (fig. 1.). Wszystko to przemawia za eworsyjnem pochodzeniem. Wody płynące tunelem podlodowym napotykały, wskutek wznoszenia się terenu, przeszkodę w dalszym biegu na wschód, dlatego też tworzyły wir, żłobiąc głęboki kocioł. Rozdwojenie strumieni podlodowych, zaobserwowane na poprzednich jeziorach, uwydatnia się i tutaj. Zatoka Tobyłka, zarówno jak Brzózka i Wirzchoń, stanowiły drugą równoległą rynnę, uwydatniająca się ponadto w jedną stronę pasem bagiennym, wykorzystanym przez dopływ Wirzchonia, a w drugą — mokradłami pomiędzy Tobyłką i Rudą.

Dwa brzegi Gościąża zbudowane są z piaszczystych osadów lodowcowych. Brzeg północny dochodzi do 6 m wysokości, brzeg południowy jest niższy, około 3 m, tutaj znajduje się sporo wysięków wodnych. Dalej na południe zjawiają się wydmy.

Jeziorko Czarne na S od Glinek pod Włocławkiem zaczyna drugi, równoległy do poprzedniego szereg jeziorny. Tworzy ono wyraźne, podłużne zagłębienie (6,5 m) o wysokich brzegach, wciętych w równinę. Batymetrja odpowiada kształtowi misy nadwodnej. W rogu NW, przy brzegu, mała, zarastająca kępa.

Jedwabno pomiędzy plantem kolejowym i następnym, 2,2 m głębokie o dnie całkowicie zarośniętem. Pomiędzy niem a poprzedniem występuje cały szereg zabagnionych zagłębień.

Wikaryjskie składa się z dwóch równoległych rynien, a linja ich rozgraniczenia wypada na przedłużeniu półwyspu zwanego „Ostrowem". Południowa zatoka skierowana jest na Jedwabno. Całość przedstawia misę 6 m głęboką, w którą wcięte są dwa głęboczki (13,6 oraz 7,9 m), każdy w innej rynnie. Jezioro Wikaryjskie obramowane jest z północy i południa wzgórzami wydmowemi, atoli w podstawie ich występują też żwiry, na półwyspie zwanym „Jankiem" nawet warstwowane.

Widuń — 3,6 m głęboki, o brzegach zarośniętych, leży w przedłużeniu południowej rynny jeziora Wikaryjskiego, odpływa też do niego.

Wójtowskie. Północne z nich (6,5 m) leży na krańcu bagnistej rynny, ciągnącej z pod jeziora Wikaryjskiego. W brzegach widoczne są żwiry. Dwa południowe, głębsze (8 i 8,5 m), łączy mokradło, ale od północnego oddzielają je strome pagórki, a więc rozdwojenie rynny wikaryjskiej zaznacza się i tu. Dopiero od wschodu obydwie rynny łączy pas bagienny, zbierający wody dwu jezior południowych i odda-

Fig. 4. Jeziora Wójtowskie. Na lewo brzegi wydmowe. *Fot. E. Rühle.*

jący je poprzez północne do — Widunia. Wielkie wydmy wkraczają od południa w te jeziora.

Dzielno w Kukawach. Małe, okrągławe, ale stosunkowo głębokie (7,2 m), leży w zatorfionej, podłużnej kotlince wśród wielkich wydm. Lejkowaty kształt dna, zarówno jak głębokość, nie pozwalają uważać je za misę wywiania. Jakkolwiek oddalone od jezior Wójtowskich, stanowi ono jednak ogniwo w prostolinijnym łańcuchu jezior, którego dalszy ciąg widzimy w zlewisku Rakutówki.

2. Zlewisko Rakutówki.

Graniczy ono na zachodzie i południu ze zlewiskiem Lubieńki, a na południowym wschodzie z dorzeczem Skrwy (lewobrzeżnej). Dokładne przeprowadzenie działów wodnych jest bardzo utrudnionem, gdyż odpływ powierzchniowy w paru miejscach jest niewyraźny, lub nieustalony.

W szczególności pomiędzy zlewiskiem Rakutówki i Skrwy w pobliżu Gostynina odbywały się i odbywają zmiany odwodnienia. Po-

między górną Skrwą na zachód od Ziejki a zlewiskiem Rakutówki występuje dobrze wykształcona, aczkolwiek prawie martwa dolinka, łącząca obydwa dorzecza. Zakręt Skrwy pod Ziejką, szczególnie charakterystycznie przedstawiony na t. zw. trójwiorstówce, kręte zwężenie jej doliny pomiędzy dwiema wysokiemi ostrogami, wskazują na przeciągnięcie jej ku północy. W tę też stronę skierowały się wody jeziora Przytomna, Zuzinowskiego i, dalej w tym łańcuchu leżących, a nieistniejących dziś Dolec. Taki stan rzeczy przedstawiony jest na mapie Kwatermistrzostwa z r. 1839, zarówno jak na trójwiorstówce z r. 1872, gdzie te trzy jeziora są połączone i spływają do Skrwy, podczas gdy pobliski, równoległy szereg jezior (Trzebowskie —

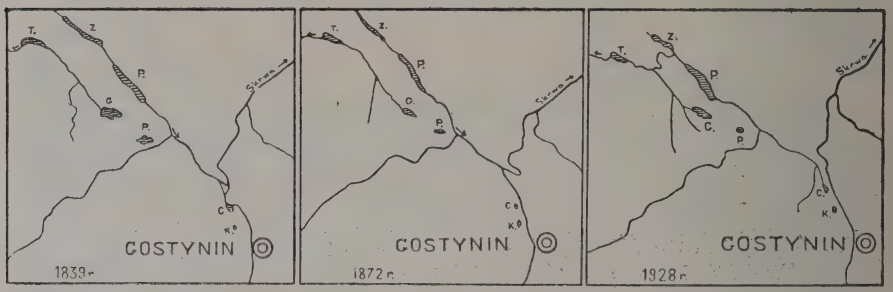


Fig. 5. Zmiany hydrograficzne pomiędzy zlewiskiem Rakutówki i Skrwy. Skala 1:250.000. Jeziora: T — Trzebowskie, G — Gościąż, P — Popówek, Z — Zuzinowskie, P — Przytomno, C — Czarne pod Nagodowem, K — Kocioł.

Gościąż) odpływa w przeciwnym kierunku do Rakutówki. Na dwuwiorstówce połączenie ze Skrwą przedstawione zostało już tylko w postaci bagnistej doliny, natomiast oznaczono rów, łączący jezioro Zuzinowskie z dopływem jeziora Trzebowskiego. Ta drobna interwencja ludzka pociągnęła za sobą poważne zmiany hydrograficzne. Jezioro Dolce spłynęło, Zuzinowskie zmniejszyło się i nieledwie rozdwoiło, z północnych okolic Gostynina woda, przynajmniej na wiosnę, spływa do zlewiska Rakutowskiego, wyciąwszy sobie nowe koryto w zatorfionej, zapuszczonej dolinie. Jeziora Kocioł i Czarne (pod Nagodowem Dużym) znalazły się na dziale wodnym i, choć zasadniczo bezodpływowe, mogą oddawać trochę swych wód zarówno do zlewiska Rakutówki, jak i do tuż obok przechodzącej Skrwy. Kocioł z Czarnem połączone są nieczynnym kanałem, z Czarnego naturalny odpływ wiedzie zabagnioną dolinką ku zlewisku Rakutówki, ponadto połączone jest ono zaniedbanym kanałem ze Skrwą. W ten sposób cały łańcuch jezior znalazł się ostatnio w zlewisku Rakutówki, podczas gdy jeszcze w ubiegłym stuleciu część ich odpływała do Skrwy. Jednak zmiana odpływu tych jezior nie wygląda

naturalnie, bo raczej Skrwa powinnaby zdobywać zlewisko sąsiednie Miejsce przeciągnięcia leży na wysokości 80,5 m, a ujście Skrwy do Wisły w poziomie 51 m. Wprawdzie wody zlewiska Rakutowskiego wpadają do Wisły w poziomie niższym, bo 45 m (ujście Zgłowiączki), ale zato mają do przebycia drogę prawie trzy razy dłuższą. Taki obrót odwodnienia można przypisać założeniu wielkiego stawu (w środku ubiegłego wieku) w pobliżu ujścia Skrwy w Soczewce, wskutek czego siła erozyjna tej rzeki zmalała. Tak więc dział wodny pod Gostyninem pozostaje nadal w stanie niestałym, bifurkacja istnieje wciąż bądź czynna, bądź potencjalna, a drobne interwencje człowieka, jak wspomniany kanał od jeziora Zuzinowskiego, mogą ją zmieniać.

Zlewisko Rakutówki zajmuje w dolinie Wisły przestrzeń 126,1 km^2 (względnie 186 km^2), a na przyległej wyżynie dyluwjalnej 128,9 km^2. Spływające z wyżyny dobrze ukształtowane strugi tracą się po zejściu na podmokły taras, zasilając raczej odpływ podziemny. Próba wyodrębnienia na wyżynie obszarów zasilających wodą odpowiednie, niżej położone, części zlewiska Rakutówki, przedstawia się jak następuje:

1) Z okolic wsi Wola Dziankowska, Rębów, Zieleniec, Żelatka, Baby Dolne, Konstancja, Solec, Wrząca, Budy Kozickie (21,5 km^2) — wody spływają, zasilając obszar 16,6 km^2. Do wsi Rumunki Nowe niesie je struga, poczem przesiąkają one do doliny podlodowcowej, którą dawniej płynęły do rz. Skrwy. Dalej, łącznie z wodami jeziora Popówek, przelewają się znów powierzchniowo do jeziora Przytomno, a wypłynąwszy z niego, przyjmują dopływ z jeziora Zuzinowskiego i przelewają się na południe do zbiornika Trzebowskiego. Możliwem też jest, że część wód dwóch ostatnich jezior odpływa podziemnie na północ w kierunku jeziora Lucieńskiego do zlewiska Skrwy.

2) Ze wsi Dąbrówki i Górki (1,7 km^2) wody spływają do zbiornika o 10,2 km^2 powierzchni, obejmującego jeziora Gościąż i Trzebowskie. Zabagniony ten zbiornik jest nieproporcjonalnie wielki w stosunku do obszaru wyżynnego, a pokaźną ilość swych wód otrzymuje z terenów, wymienionych w punkcie poprzednim.

3) Z dużego obszaru (89 km^2), na którego krańcach leżą wsie Świerna i Patrowo z jednej strony, a Czerniewice i Rąkutówek (SW od Kowala) z drugiej, wody idą do błot Kłócieńskich i jeziora Rakutowskiego. Dział wodny pomiędzy rynną Lubieńską a omawianym zlewiskiem przechodzi po terenie płaskim, pomimo to występują na nim zagłębienia bezodpływowe z małemi jeziorkami lub torfowiskami. Ukształtowanie najbliższych okolic pozwala przypuszczać, dokąd kieruje się odpływ podziemny, na co też wskazują wypływające poniżej źródła.

Woda z okolic wsi Pustki i Rumunki spływa podziemnie do dopływów Lubieńki, natomiast okolice Szewa, Zimowizny oddają sporą ilość wody do Rakutówki, powodując silne urzeźbienie stoków tarasu w okolicach Baruchowa i Kurowa, kilkoma krótkiemi, ale głębokiemi dolinkami. Pierwsza z nich zaczyna się jeziorem, mającem wygląd głęboko wciętej, nieregularnej rynny; podobnie też wygląda dolinka, odprowadzająca z niego wodę. Druga, nieco bardziej regularna, zawiera jezioro pośrodku swojej długości. Pomiędzy obydwoma temi jeziorami istnieje trzecie, małe, ale bezodpływowe. Na dziale pomiędzy tem jeziorkiem a Grodzieńskiem występuje drobnoziarnisty popielaty piasek — osad wodny. Powstanie tych dolinek z jeziorami trudno jest zrozumieć w świetle praw erozji zwykłej, musiały one wytworzyć się przy jakimś udziale lodowca.

Odpowiednia część zlewiska Rakutowskiego zajmuje 69,1 km², od Trzebowa na zachodzie do linji Kukawy—Rakutowo na wschodzie. Wody tutejsze pochodzą nietylko z wyżyny dyluwjalnej ale i terenów poprzednio opisanych. Główną rzeką jest tutaj mizerna struga — Kłótnia. Zaczynając się pod Wąwałem, w okolicach Patrowa schodzi ona z wyżyny dyluwjalnej na taras, gdzie przepływała nieistniejące już jeziorko Kłocemko; sączy się przez bagna, przyjmując odpływy z jeziora Trzebowskiego, jakoteż Radziszewskiego i Czarnego. W dalszym ciągu przenika przez coraz to bardziej grząskie bagna Kłócieńskie, aż wlewa się do jeziora Rakutowskiego. Jezioro to zasilają głównie wody płynące od wschodu, ale otrzymuje ono też wodę z południowego zachodu od Rakutowa, a może i z obok położonych jezior Lubiechowa, Krzewentu i Gorénia. Poziom ich jest taki sam jak Rakutowskiego (72,5 m), a pasy bagienne między niemi wskazują, że wody gruntowe łączą je wszystkie w jedno wielkie zwierciadło wodne. Odpływ zewnętrzny z tego obszaru, choć utrudniony odbywa się na zachód, przypuszczać jednak należy, że oprócz tego wody odpływają podziemnie na północ do zlewiska Rudy i Zuzałki, gdzie zwierciadła wodne leżą o 10 m niżej.

4) Naturalna grobla, biegnąca od Kukaw na Rakutowo, tamuje od zachodu jezioro Rakutowskie, wskutek czego odpływ rozpoczyna się sztucznym wykopem, który spowodował zanik wielkiej zatoki tego jeziora. Odrodzona w taki sposób struga nazywana jest w dalszym ciągu Kłótnia lub Rakutówka (v. Dębniaki, v. Wiślanka, v. Wiślanówka). Odbiera ona wody z okolic Kowala i błot niżej położonych, a dalej dolinka jej zwęża się, struga przeciska się między wydmami, poruszając młyn w Przyborowie. Utrudnienie biegu jest tu naturalnym przełomem, a śluzy młynarskie wzmacniają je tylko. Na płaskiem, szerokiem dnie starej doliny zjawiają się „Grondy“, t. j. wyższa kępa, przegradzająca dolinę

wpoprzek. Charakterystyczne, że ta naturalna grobla i przełom wypadają na przedłużeniu działu wodnego, biegnącego z Modzerowa, a odgradzającego zlewiska Radyszynki i Zuzałki. Brak wierceń nie pozwala nam jednak wiązać tego zjawiska z podłożem dyluwjalnem.

Za przełomem dolina Rakutówki szybko rozszerza się i o parę kilometrów dalej spotykamy już torfowiska — poziom wód gruntowych znów przecina się z powierzchnią. Na tym obszarze rzeka zbiera wysięki dochodzące z okolic, położonych powyżej Gołaszewa. Płat zlewiska, zawarty pomiędzy jeziorem Rakutowskiem a linją kolejową, ma w obrębie doliny 30,2 km², a nad nią 16,7 km².

Zlewisko Rakutówki ograniczyliśmy od wschodu linją, biegnącą od Nakonowa przez Smolarkę na Warząchewkę Królewską, dlatego że pod kol. Nakonowo wchodzi do doliny Wisły Lubieńka, a bagna pomiędzy obydwiema rzeczkami łączą się. Lubieńka jest tu rzeką naturalną, a Rakutówka płynie jako kanał środkiem bagien. Po kilku kilometrach takiego biegu łączy się ona z Lubieńką [1]) i tworzy już normalną dolinę, oddając swe wody Zgłowiączce.

Obszar zawarty pomiędzy Zgłowiączką na północy, krawędzią tarasu na zachodzie i południu a opisanemi wyżej działami wodnemi na wschodzie, zajmuje 59 km². Genetycznie należy on do opisywanej całości, choć ma tylko trzy jeziorka (z ogólną powierzchnią 15,4 ha). Z pośród nich tylko Łuba (12,5 ha) jest prawdziwem jeziorem, pozostałe zaś dwa (na Krzywem Błocie i koło stacji kolejki wąskotorowej we Włocławku) są wysychającemi kałużami. Zlewisko ograniczyliśmy sztucznie pod względem hydrograficznym, bo w przeciwnym razie trzebaby wkroczyć do dorzecza Lubieńki, na nowe, odmienne tereny jeziorne. Zaliczanie lub niezaliczanie tego obszaru stanowi o cyfrze 126,1 lub 186 km², jako powierzchni zlewiska Rakutowskiego, podanych wyżej.

Opis poszczególnych jezior zaczniemy od zachodu.

Rakutowskie (Wielgie), jedno z dwóch największych, a czasowo największe z opisywanych, jest tylko jeziorem wody gruntowej. Leży wśród wielkich bagien, a zmiana poziomu o kilkanaście centymetrów powoduje zmianę powierzchni o dziesiątki hektarów, to też niepodobna wyróżnić jego brzegów z wyjątkiem małego skrawka pod wsią Krzewent. Dno przedstawia się jako bardzo płaska misa, głębokość 1 m występuje dopiero w znacznej odległości od brzegów, a izobata 2 m obejmuje obszar bardzo niewielki (max. głęb. 2,5 m). Możnaby wyróżnić w dnie jeziora dwa łagodnie nachylone stoki: zgodny z ogólnym na-

[1]) Lubieńkę nazywają też: Lubień, Przedpolna i Djabełek. Wobec tego zaś, że niektórzy podają Lubieńkę za dopływ Rakutówki, połączona rzeka ma, zależnie od autorów, aż 10 rozmaitych nazw i ich odmian.

chyleniem terenu stok wschodni i bardziej pochyły zachodni, tworzący zbocze wału zagradzającego jezioro.

W ostatnich latach poziom jeziora się podniósł, tak iż połączyło się ono z innem, mniejszem, zwanem Żłobami, zatapiając łąki włościańskie i zabagniając pola. Przyczyną tego jest jakoby młyn w Przyborowie, postawiony na kanale odpływowym jeziora. Projektowane było znaczne zmniejszenie jez. Rakutowskiego, łącznie z osuszeniem gruntów rządowych; ale sprawa ta od 10 lat pozostaje w planach. Podany przez nas plan jest poniekąd sztucznym i nie oddaje wysokiego wodostanu, w którym jezioro jest większe o jakie 60—70 ha, zbliża się jednak bardziej do stosunków normalnych.

Żłoby jest to 26,8 ha obszerna, płyciutka (0,4 m), podłużna kałuża, zamulona i zarastająca. Obecnie łączy się z jez. Rakutowskiem w jedno rozległe zwierciadło wodne; kształt jego wydobyliśmy sposobem opisanym w rozdziale drugim. Na mapach topograficznych Żłobów brak, choć z przedstawionych tam wymiarów jeziora Rakutowskiego można sądzić, że w czasie zdjęcia występowały oddzielnie.

Lubiechowo — oddzielone od Rakutowskiego płaską wyniosłością, należy już do wielkiego łańcucha rynnowego. Od południowego zachodu brzegi niskie zarośnięte, przechodzą w mokradło, łączące je z Rakutowskiem. Tędy też przeprowadzono połączenie kanałem. Od północy ogranicza je wysoki wał piaszczysty przemodelowany eolicznie. Dno jest płaskie (głęb. 4 m), a stoki stosunkowo strome, czem różni się od Rakutowskiego.

Krzewenckie (dawniej Długie). Oddzielone szerokim przesmykiem od Lubiechowa, a połączone z nim rowem, tworzy jego przedłużenie w kierunku SE, chociaż Lubiechowo ma oś zmierzającą w nieco odmiennym kierunku (WNW—ESE). Dno jeziora jest regularne, stoki strome tylko w części środkowej, gdzie opadają do maksymalnej głębokości — 7,6 m. Brzegi jeziora są czyste, wyraźne, jedynie na krańcu SE zarastają one i przechodzą w mokradło; w odległości kilkudziesięciu metrów widoczna jest jednak faleza, świadcząca o wyższym niegdyś poziomie. Wzniesienie, nad którem leży część wsi Krzewent, składa się z szeregu krótkich wałów zwężających jezioro. Brzeg NW jest wysoki, nacięty szeregiem oryginalnych wąwozików o ujściach zawieszonych. Ukształtowanie przyległego dna jeziornego nie pozwala im przypisać wieku aluwjalnego; są to raczej koryta potoków podlodowcowych. Dwa naroża brzegu południowego mają przedłużenie w postaci smug łąkowych, opadających w stronę bagien Kłócieńskich.

Czarne, małe jeziorko, na południu od Gorenia, leży na północnej z tych smug na przedłużeniu osi Krzewenckiego.

Goreńskie dawniej Popielarze — oddzielone od poprzedniego wyniosłością, na której stoi wieś. Przesunięte w stosunku do Krzewenckiego, składa się z dwóch rowów, płytszego — zachodniego i głębszego — wschodniego (6,1 m). Nad północnym brzegiem są dwie wspaniałe wydmy.

Cztery ostatnio wymienione jeziora wytworzyły się pod wpływem lodowców, podobnie jak wyżej opisane ogniwa tego łańcucha. Nie widać w nich jednak wpływu eworsji, a więc wody lodowcowe miały tu bieg bardziej swobodny. Szczególne, że nie kierowały się one do

Fot. E. Rühle.

Fig. 6. Jezioro Lubiechowo, dalej za wsią — Rakutowskie. Zdjęcie z północy.

środka zagłębienia, istniejącego przed najściem oscylacji, lecz dążyły jego północnym brzegiem. Możliwe, że cienki lodowiec, spływając po pochyłości terenu, łamał się, a strumienie wody wykorzystywały szczeliny. W okolicach Gorenia potoki lodowe rozdwajały się na stałe, bardziej północny dążył, wznosząc się, pod ciśnieniem, południowy natomiast płynął spokojniej, wzmacniając swą siłę erozyjną bliżej czoła lodowca.

Skrzyneckie (Łowiznowo?). Najbardziej wyodrębnione pod względem hydrograficznym z pośród jezior Gostyńskich, stanowi samodzielny zbiornik zamknięty. Zwierciadło jego leży o metr wyżej niż Gorenia (według mapy jeszcze 2 m wyżej). Nie otrzymuje ono wody z błot Kłócieńskich, ani z okolic, leżących w pewnej odległości na północy, jak gajówka Kociołek, lub Kobyle Błoto. Na wschód od jeziora zaczyna się rynna, zbierająca wody do Lubat w zlewisku Skrwy. Brzegi jeziora są wysokie, piaszczyste i obniżają się tylko na wschodzie, two-

rząc jakby bramę do jeziora Goreńskiego. Zresztą w środku tej bramy, pomiędzy obydwoma jeziorami, występuje wzgórze piaszczyste. Odpływ podziemny odbywa się, jeżeli nie w całości, to w największej mierze — do Gorenia. Stoki jeziora, których wysokość podnoszą wydmy, spadają gwałtownie do głębokości 6 m, poczem występuje płaskie dno, z nieregularnym głęboczkiem (10,3 m) w części południowej. Tak więc rozpoczyna się, znamieniem eworsji, nowa rynna, biegnąca daleko na wschód.

Radziszewskie. Leży, jak wszystkie następne, na osi Krzewenckiego. Zajmuje ono płaskie, podłużne zagłębienie (2,9 m), o brzegach niskich, zatorfionych. Zarasta na całym obwodzie, łącząc się od zachodu z bagnami Kłócieńskiemi. W dnie krańca wschodniego istnieje wąski rów — 2 m głęboki.

Czarne w folwarku Czarne. Oddzielone od poprzedniego wąskim przesmykiem, różni się jednak znacznie. Kształt dna odpowiada zarysowi poziomemu, brzegi ma wyraźne, wyższe, a daleko większa głębokość (7 m) powoduje znaczną różnicę temperatur w zimie, co pociąga za sobą odmienną faunę ryb.

Dalsze ogniwa jeziorne tego łańcucha — Karasków i Dolce zniknęły.

Zuzinowskie (Główki) — składa się z trzech baseników: pierwsze dwa tworzą misy ponad 4 m głębokie, trzeci jest zgiętym pod prostym kątem rowem, o stromych stokach i głębokości 6,4 m. Jezioro znacznie zmalało, wskutek czego uwydatniły się dwa progi a jezioro przedstawia krętą smugę wodną.

Przytomno na E od wsi Huta Nowa. Podobnie, jak poprzednie, ma charakter rynnowy. Dno regularne, jednostajnie wklęsłe, przebieg osi dna kręty, odpowiednio do zarysu brzegów. Zatoki świadczą o erozji prądowej, w jednej z nich przypada też największa głębokość (9 m).

Trzebowskie, płaska, 2 m głęboka misa leży na zachodnim krańcu pasa bagnistego, nie zajmuje więc osobnego zagłębienia terenu. Na wschodzie silnie zarasta, na zachodzie, gdzie ma odpływ — brzegi czyste.

Gościąż albo Gąsak na południe od Huty. Płaskie, 2-metrowe zagłębienie na przeciwległym krańcu tego bagna. Brzeg północny wysoki. Odpływa kanałem do poprzedniego.

Popówek, na SE od Huty, owalny, do 4 m głęboki, leży w wysokich brzegach jako ogniwo łańcucha rynnowego. W przeciwstawieniu do niego, jezioro pod Chojenkiem jest zarastającą kałużą w zabagnionej dolince.

2. ZLEWISKO RAKUTÓWKI. — *BASSIN DE RAKUTÓWKA.*

No	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Bez odpływu *Sans écoulement*	Wzniesienie *Altitude*	Długość *Longueur*	Szerokość *Largeur*	Powierzchnia *Surface*	Głębokość max. *Profondeur max.*	Pojemność *Volume*	Roczny opad atm. *Précipitations ann.*
			m			ha	m	tys. m³ *milliers*	
1.	na E od Chojenka	—	80	220	85	2,0	—	*20*	10
2.	Czarne	—	75	500	220	8,8	7,0	320	45
3.	Czarne (na W od Gorénia)	—	73	300	200	4,8	*3,0*	*70*	24
4.	Czarne (na E od Nagodowa Dużego)		81	400	185	4,2	4,0	*90*	21
5.	Goréńskie	—	72,5	2.125	495	55,3	6,1	1.672	282
6.	Gościąż (Gąsak)		80	800	250	13,9	2,1	175	71
*	Grodziéńskie (większe)		96	620	400	13,7*)	—	—	—
*	Grodziéńskie (mniejsze)		87	300	170	3,7*)	—	—	—
7.	na S od Kłótna	—	77	220	75	1,0	—	*5*	5
8.	Kocioł	—	82	290	185	4,1	16,6	248	21
9.	Krzewenckie *(Długie)*		72,5	1.480	385	38,1	7,6	1.674	194
10.	na E od Krzywego	—	82	220	55	1,3	—	*5*	6
11.	Lubiechowo		72,5	595	380	16,8	4,0	459	86
12.	Popówek	—	80	345	220	5,2	*4,0*	*105*	26
13.	Przytomno		79,2	1.590	340	36,6	9,0	1.758	187
14.	Radziszewskie	—	75	625	205	8,5	2,9	125	43
15.	Rakutowskie *(Wielgie)*		72,5	2.520	2.120	351,2	2,5	2.564	1.791
16.	Skrzyneckie	—	73,5	1.080	365	29,2	10,3	1.771	149
17.	Trzebowskie		78	725	220	10,7	*2,0*	*155*	55
18.	Zuzinowskie *(Główki)*		79	970	185	10,7	6,4	279	55
19.	Żłoby		72,5	985	405	26,8	0,4	*40*	137
	Razem					629,2		11.535	3.208
	*) Nieuwzględnione w sumach.								
20.	Krzywe Błoto	—	60	240	90	1,7			
21.	Łuba	—	56	700	225	12,5			
22.	we Włocławku (koło stacji kol. wąsk.)	—	58	190	75	1,2			
	Razem					15,4			

Czarne na SE od Nagodowa Dużego. Leży u wylotu rynny gostyńskiej, w okolicy, gdzie od lodowca dolinowego odgałęział się jęzor na południe. Dno jeziora jest płaskie, głębokość niewielka (4 m), ale pomimo to podlodowcowe pochodzenie jest wyraźne. Od południowego-wschodu przypiera do niego oz; przerwany na brzegu wschodnim, zja-

wia się znów na północnym, przechodząc dalej ku N na drugą stronę rynny. Dopływ wody, przeważnie podziemnej, jeziorko ma z południa, gdyż rów od jeziora Kotła jest obecnie zamulony. Część wody odpływa przesiąkając na NNW, a nieco dalej zbiera się w wartką strugę, płynąca do zlewiska Rakutówki. Rów, łączący jezioro ze Skrwą, jest nieczynny, a ponieważ rzeczka ta płynie w poziomie nieco niższym, od zwierciadła jeziora, można przypuszczać, że na wschód przesiąkanie jest utrudnione.

Kocioł na NW od Gostynina. Ostatnie w szeregu, wytworzyło się wskutek wzmożonej pracy wód podlodowcowych, w miejscu, gdzie łożysko jęzora lodowego zwężało się i podnosiło. Jeziorko ma zarys elipsy o powierzchni 4,1 hektara (według mapy jeszcze mniejsze), a pomimo takich nieznacznych wymiarów, pod względem głębokości (16,6 m) zajmuje 4-te miejsce wśród jezior Gostyńskich. Dno przedstawia się w postaci leja o stromych stokach. Od wschodu i północy przypierają do niego ozy. Odpływu zewnętrznego właściwie niema.

Dwa ostatnie jeziorka możnaby również umieścić w zlewisku Skrwy. Aby jednak nie rozbijać ciągłości opisu całej rynny, podajemy je tutaj.

3. Zlewisko Skrwy.

Zlewisko Skrwy zajmuje przestrzeń 327 km², z czego 125,4 km² przypada na dolinę Wisły, a 201,6 km² — na wyżynę dyluwjalną. Na południe od Gostynina wciska się w nie dorzecze Bzury, wskutek czego zlewisko nasze jest rozdzielone na dwie połaci. Z południowego zachodu aż z pod Łaniąt wody odprowadza Skrwa i jej lewe dopływy, a z południowego wschodu — Osetnica z dopływami, zbierającemi wodę aż z pod Kamienia, położonego na S od Gąbina.

Działy wodne dorzecza Skrwy trudniej jeszcze przeprowadzić, niż w zlewiskach poprzednio opisanych, bowiem aż w czterech miejscach jej system wodny wiąże się z sąsiedniemi. Oto w połaci poł.-zachodniej, na przestrzeni 15 km² rowy odwadniające tworzą gęstą sieć, łącząc dorzecza Skrwy i Ochni. W połaci poł.-wschodniej, jezioro Szczawińskie pod wsią Lubieniek oddaje wodę do Osetnicy w jedną stronę i do Przysowy (v. Słudwi) w drugą, a rów ze Szczawina Borowego, zasilając jezioro, tem samem dostarcza wody obydwu dorzeczom. O bifurkacji ze zlewiskiem Rakutówki na NW od Gostynina już mówiliśmy.

W obrębie doliny Wisły, zlewisko Skrwy przecięte jest poprzecznie wielką rynną lodowcową, wskutek czego wysuwa się ono na zachód aż pod jezioro Skrzyneckie, tworząc podrzędny zbiornik Lucieński

o powierzchni 35,6 km². Zbiornik ten nosi wyraźne piętno świeżego zlodowacenia; pełno w nim płaskich, okrągławych, acz bardzo drobnych górek, zagłębień bezodpływowych, a nawet dolinek potoków podlodowcowych. Dzisiejsza hydrografja stosuje się tu zapewne do ogólnego rozkładu, według którego płynęły strumienie podlodowcowe. Środkiem biegnie bagnista dolina glacjalna, w której dochowały się pod Lubatami dwa zarastające jeziorka. Zebrane w niej wody przesiąkają ku Budom i zasilają jezioro Lucieńskie.

W jeziorze Biélskiem wielka rynna rozdwaja się, a kierunek odpływu w jej rozgałęzieniach jest odwrotny niż w czasie zlodowacenia. W związku z tem i dział wodny od wschodu biegnie w ogólnym kierunku południkowo, jakkolwiek i tu tworzy występ w kierunku rozciągłości rynny. Pod Sędeniem rozdziela on łańcuch jeziorny, odcinając na rzecz Skrwy (względnie jez. Białego) dwa jeziorka Sędeńskie, dalej przechodzi po zamaskowanych eolicznie pagórkach morenowych, dążąc z Emiljanowa na Stefanów.

Opiszemy teraz poszczególne jeziora.

Lubaty — płytkie (2,4 m), podłużne zagłębienie w bagnistych brzegach. Drugie (bez nazwy) mniejsze i płytsze leży w podobnych warunkach na wschód od wsi Lubaty.

Lucieńskie — jest trzeciem pod względem głębokości (20 m) i obszaru (203,3 ha) jeziorem w kotlinie Płockiej, a pierwszem pod względem pojemności. Dno ma kształt dość regularnego rowu, którego oś przesunięta jest jednak ku brzegowi północnemu, wskutek czego i nachylenie stoków jest tam większe. Stoki południowe na głębokości 8 m spłaszczają się, przechodząc w dno słabo pochylone z obszernym głęboczkiem pośrodku. Jezioro wcięte jest w piaszczystą równinę, wobec czego na całym brzegu północnym i znacznej części południowego występują strome zbocza. Od zachodu do jeziora przypierają wały, rozdzielające rynny, któremi przeciskały się wody podlodowcowe. Najbardziej zindywidualizowana z tych rynien (nawet z jeziorkiem) przechodzi na południe od Bud Lucieńskich. Można przypuszczać, że jezioro sięgało dalej na wschód i przyjmowało Skrwę lub Osetnicę, jeżeli górny bieg tamtej stale skręcał do zlewiska Rakutówki; aluwja tych rzeczek zasypały część jeziora, a dziś Skrwa przedziera się dziwnie, pomiędzy dwoma wielkiemi jeziorami, odprowadzając z nich wodę za pośrednictwem dwóch krótkich kanałów odpływowych.

Sumino — znajduje się w przedłużeniu rynny jeziora Lucieńskiego, równoległej do jeziora Bielskiego, od którego jest oddzielone równiną, wzniesioną około 6 m. Dno jeziora jest regularnym rowem

(7 m), powtarzającym wygięcia brzegów, zbudowanych z piasków warstwowanych z domieszką żwirów.

Biélskie albo Białe — czwarte pod względem wielkości, jest jednak najgłębszem (31,3 m). Zajmuje ono potężny rów, oddzielony od rynny lucieńskiej obszernym progiem, na którym osadziły się aluwja Skrwy. Zresztą próg nie zamyka rynny całkowicie, istnieje w nim obniżenie, jakby brama, wykorzystana przez odpływającą strugę.

Jezioro wcięte jest w równinę, skutkiem czego ma brzegi wysokie. Najwyższy ich punkt wznosi się do 81,1 m n. p. m, zwierciadło wody leży w poziomie 73,0 m, a najniższy punkt dna — 41,7 m n. p. m.,

Fot. E. Rühle.

Fig. 7. Jezioro Biélskie. Zdjęcie z NW, uwidaczniające próg i kępę.

czyli największa deniwelacja wynosi 39,4 m. Największa głębokość schodzi o 9,3 m poniżej poziomu Wisły, przy ujściu Skrwy, gdzie znajduje się miejscowa podstawa erozyjna (fig. 2). Stanowi to jeszcze jeden dowód, że jeziora nasze nie są ani starorzeczami, ani — wydmowemi. Strome brzegi urozmaicone są nieznacznie. W niektórych miejscach, zwłaszcza na północy, uwidacznia się działalność erozji wstecznej, spowodowana wysiękami wody po warstwie iłów wstęgowych. W ogólności jednak rezultat denudacji, nawet na stromych zboczach, w przeciągu całego okresu polodowcowego jest nikły, w porównaniu do rzeźby nadanej przez lodowiec.

Stoki podwodne jeziora nie wszędzie mają spadki jednostajne, a ponadto na różnych poziomach, urozmaicone są zagłębieniami dodatkowemi. Cała misa jeziorna wygląda tak, jakby w rów płytszy, zaznaczony izobatą 6—8 m, wcięty był drugi — głębszy. Ten drugi rów, aczkolwiek głęboki, nie ciągnie się jednak daleko i odgraniczony jest od zachodniej części jeziora progiem, porośniętym trzcinami. Uwydatnia

3. ZLEWISKO SKRWY. — *BASSIN DE SKRWA.*

No	Nazwa *Nom du lac*	Bez odpływu *Sans écoulement*	Wzniesienie *Altitude*	Długość *Longueur*	Szerokość *Largeur*	Powierzchnia *Surface*	Głębokość max. *Profondeur max.*	Pojemność *Volume*	Roczny opad atm. *Précipitations ann.*
			m			ha	m	tys. m³	*milliers*
1.	Biélskie *(Białe)*		73	2.975	775	150,2	31,3	14.885	766
2.	Drzesińskie		73	670	300	13,8	2,1	175	70
3.	Lubaty	—	76	700	255	9,5	2,4	123	48
4.	na E od Lubat . . .	—	76	400	160	5,1	*1,5*	*40*	26
5.	Luciéńskie		72,8	3.285	930	203,3	20,0	17.016	1.037
6.	w Lucieńskich Budach		76	235	75	1,2	—	*10*	6
7.	Sędeń Mały *(Mamlice)* .	—	73	595	170	6,0	2,5	65	31
8.	w Sędeniu Małym (W)	—	73	505	130	3,7	—	*35*	19
9.	Sumino		74,3	1.670	285	35,6	7,0	1.236	182
	Razem . .					**428,4**		**33.585**	**2.185**
*	Szczawińskie		95,7	935	730	48,4			
	Stawy na Skrwie.								
	Ciołek		102	315	165	2,8			
	na W od Emilina . .		67	225	75	1,2			
	w Lucieniu		73	545	145	3,3			
	Piechota		89	460	220	6,9			
	Przerwa		97	400	200	4,7			
	Reszka		93	560	200	6,2			
	Ruda		99	270	80	1,4			
	w Soczewce		64	2.210	310	42,8			
	Stawy na Osetnicy.								
	pod Gaśnem		87	650	150	8,6			
	pod Skokami . . .		93	890	190	6,7			
	w Sochorze		79	320	80	1,7			

się on ponadto niewielką kępą, a na brzegu północnym — stromym grzbiecikiem, tworzącym ostre wygięcie linji brzegowej. Oś jeziora zgięta jest w środku, tam też wytworzyła się największa głębokość, wskutek wirów, jakie musiały powstawać w miejscu zmiany kierunku biegu potoku podlodowego. Odtąd też zaznacza się, choć słabo, rozdwojenie rynny; rów jeziorny rozszerza się i spłyca stopniowo. Niezależnie od tego, nadwodne stoki odsuwają się od brzegów jeziora i ciągną znacznie dalej w postaci dwóch rynien o odmiennych kierunkach.

Silną eworsję i rozdwojenie rynny przypisujemy wznoszeniu się podłoża lodowca, spowodowanemu, być może, przez wysoki dyluwjalny taras, który ginie na zachód od folwarku Góry pod osadami oscylacji. Morfologja całości rowu jeziora Biélskiego i Lucieńskiego, rozpatrywana w części naziemnej jak i podwodnej, pozwala przypuszczać, że w wytworzeniu jego brała też udział egzaracja lodowca, może w jakiejś poprzednio istniejącej dolinie.

Drześno — płaska, płytka (2,1 m) misa wody w szerokiem przedłużeniu rynny bielskiej. Jezioro jest tylko odciętą torfowiskami, zarastającą zatoką tamtego.

Sędeńskie — leżą w przedłużeniu północnej rynny jeziora Bielskiego. Pierwsze z nich, na krańcu wsi Sędeń Mały, ma kształt haka, uwarunkowany progiem, przegradzającym rynnę. Brzegi wysokie niezarośnięte. Wschodnia część jeziora odcięta została groblą. Drugie zwane Mamlicami, chociaż małe i płytkie, ma jednak kształt i dno bardzo urozmaicone, podobnie jak okoliczny teren, zbudowany z osadów morenowych podesłanych iłami wstęgowemi, które widać na brzegach. W podłużną smugę wody wdzierają się od północy dwie ostrogi, zachodnia z nich tworzy ponadto kępę. W ten sposób na obydwu krańcach jeziora odcinają się dwie zatoki. Ze środka jeziora znów sterczy kępa zbudowana z osadów lodowcowych, a z północy okrąża ją rów, przeszło 2 m głęboki, na jego krańcu wschodnim przypada największa głębokość (2,5 m). Przebieg osi największego zagłębienia jeziora zakreśla więc meandry, zarysowane kształtem brzegów.

4. Zlewisko Ciechomskie.

Pod tą nazwą ujmujemy obszar, pozbawiony wyraźnego odpływu powierzchniowego a położony na wschód od dorzecza Skrwy. Jakkolwiek te tereny jeziorne wysunięte są najdalej na wschód i wytworzyły się na krańcach jęzora lodowego, to jednak stosunki hydrograficzne są tu najbardziej prymitywne, co znów potwierdza nasze przypuszczenie, że lodowiec dolinowy stopniał wpierw w swej części zachodniej, a dopiero później — we wschodniej.

Wyróżnić tu można conajmniej dwa odrębne zbiorniki.

Zlewisko Zdworskie zajmuje 28,8 km^2 na wyżynie i 22,4 km^2 na tarasie wiślanym. Od południa graniczy z dorzeczem Osetnicy (dopływ Skrwy), od wschodu z Nidą — strugą biegnącą przez Gąbin do Wisły. Tutaj na dziale wodnym, pomiędzy Koszelewem i Gąbinem występuje bagienko, oddające wodę rowami do Nidy w jedną stronę, a w drugą — do strugi zwanej Golonką, wpadającej pod Zofjówką do jeziora Zdworskiego. Można przypuszczać, że górny bieg tego dopływu jeziora Zdwor-

skiego był górnym biegiem Nidy w czasie zlodowacenia dolinowego, a więc rzeką okólną (marginalną), zbierającą wody z przed czoła lodowca. Sama Nida płynie głęboko wciętą doliną, w odległości zaledwie 3—4 km od jeziora, ale wody jego nie mogą tu odpływać, bo na ich drodze rozłożyła się tama w postaci moren czołowych. Ta sama przyczyna sprawia, że nie odpływa ona najbliższą drogą do Wisły, ku północnemu wschodowi: dział wodny ograniczający zbiornik Zdworski, przeprowadziliśmy tu w nieznacznej odległości od krawędzi tarasu, odcinając w ten sposób 7,1 km^2 obszaru, oddającego swe wody bezpośrednio Wiśle. Pomimo braku odpływu powierzchniowego, trzeba jednak przyjąć, że podziemnie wody zdworskie przesączają się w tym kierunku, gdyż rów (a później struga) łączący jezioro Zdworskie z Ciechomskiem odprowadza ich niewiele i nie stale.

Jezioro Zdworskie, największe z Gostyńskich, powstało w podłużnem zagłębieniu, ograniczonem od południa krawędzią tarasu, a od północy i wschodu morenami czołowemi, jest więc jeziorem zaporowem. Brzeg północny jest wyniosły, ale wskutek słabego nachylenia stoków dna porastają go trzciny. Na wschodnim krańcu, gdzie moreny czołowe nie dochodzą do jeziora, odbywają się minjaturowe zjawiska akumulacji nadbrzeżnej: fale wyrzucają piasek, a wiatr modeluje z niego drobne wydemki. Występuje tu też siwy ił, osadzony w czasie większego ongi zasięgu jeziora. Na południu, pomiędzy krawędzią tarasu a jeziorem, roztoczył się łańcuch ozów. One to zaznaczały południowy kres zwierciadła wodnego po stopieniu lodowca. Obecnie brzegi południowe cofnęły się, są one niskie i obramowane torfowiskami. Tylko na południowym krańcu wsi Zdwórz, płaska, piaszczysta wyniosłość spada wysoką na 10—12 m falezą. Dziś już fale nie podmywają brzegów, ale przy wyższym stanie wody, atakowały one silnie ten niegdyś występ brzegu.

Dno jeziora jest płaskie, w południowo-wschodniej części urozmaicona wąskim rowem z największą głębokością 5,4 m. W północnej połowie jeziora zaznacza się znów drugi, choć płytki rów tak, że środek jest mniej głęboki. Wynika z tego, że w kształtowaniu dna brały jeszcze udział potoki podlodowcowe, choć działalność ich była już słabą.

Bagna położone na południe od Wincentowa są resztką jeziora Zdworskiego, podobnie jak zawarte w nich trzy jeziorka, z których jedno ma przeszło 3 ha powierzchni.

Zlewisko Łąckie obejmuje część doliny podlodowcowej, w której leżą dwa jeziora tej nazwy, oraz ślady dwóch innych, w postaci bagienek, leżących na zachód od szosy płockiej. Pas torfowisk, zarówno

jak łańcuch ozów, wiążą jezioro Łąckie ze Zdworskiem, zaznaczając ciągłość tej doliny. Wątpliwem jest, żeby pokaźniejsze ilości wód łąckich przesiąkały w tym kierunku, gdyż jezioro Małe Łąckie zarasta silniej niż Wielkie. Rów pomiędzy jeziorami Suminem i Łąckiem prowadzi wody w obydwie strony. Pozostaje więc tylko przyjąć odpływ podziemny w stronę jezior Ciechomskich. Skrawek poziomu wyższego

Fig. 8. Jeziora Ciechomskie. *Fot. St. Lencewicz.*

(6,2 km^2) nie może poważniej zasilać w wodę główną część zbiornika (21,5 km^2), w rezultacie czego widzimy tu daleko posunięty zanik jezior.

Łąckie Wielkie — ograniczone jest od północy i wschodu piaszczystemi wałami akumulacji lodowcowej, wskutek czego brzegi od tamtej strony są wysokie, a dno piaszczyste. Południowe wybrzeże jest zupełnie odmienne: linja brzegowa jednostajna, jezioro porasta trzcinami, a od dawnego wynioślejszego brzegu oddziela je pas grząskich torfowisk. Zatoka na NW znajduje się w stanie zupełnego zaniku. Dno jeziora jest płaskie, grubo wysłane mułem, a największe głębokości (7 m) przypadają w środku misy. Wynika z tego, że jezioro powstało wskutek podparcia wody pomiędzy stokiem tarasu i osadami lodowcowemi.

Małe Łąckie — zarośnięte jest nietylko na obwodzie, ale i po środku. Grząski muł i wyrastające z dna rośliny, uniemożliwiły pra-

4. ZLEWISKO CIECHOMSKIE. — *BASSIN DE CIECHOMICE.*

No	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Bez odpływu *Sans écoulement*	Wzniesienie *Altitude*	Długość *Longueur*	Szerokość *Largeur*	Powierzchnia *Surface*	Głębokość max. *Profondeur max.*	Pojemność *Volume*	Roczny opad atm. *Précipitations ann.*	Zlewisko *Bassin*	
			m			ha	m	tys. m³ *milliers*		Roczny opad atm., tys. m³ *Précipitations annuelles milliers m³*	Powierzchnia *Surface km²*
1.	Ciechomskie NW *(Wielkie)* . . .	—	75	1.900	300	43,1	5,5	1.261	219		
2.	Ciechomskie SE *(Grabińskie)* . .		75	1.805	305	41,9	6,8	1.833	214	11.680	22,9
3.	na SE od Grabi Polskich . .		84	150	120	1,1	—	—	6	3.620	7,1
4.	Łąckie Małe . .	—	78	900	657	35,6	2,0	365	182	14.120	27,7
5.	Łąckie Wielkie .	—	78	1.420	740	61,2	7,0	2.334	312		
6.	na SW od Wincentowa . .		78	410	150	3,3	—	*16*	17	26.110	51,2
7.	Zdworskie . .		79	3.480	1.450	352,8	5,4	8.043	1.799		
	Razem . .					**539,0**		**13.852**	**2.749**		
8.	Sędeń-Jeziorce .	—	68	285	235	4,6	3,1	91	23		
9.	Sędeń-Jeziorkowo	—	69	650	360	14,2	4,4	399	72		
10.	w Sędeniu Wielkim . .	—	73	375	85	3,0	*1,5*	*25*	15		
	Razem . .					**21,8**		**515**	**110**		

widłowe sondowanie. Od poprzedniego jeziora oddziela je oz, którego przedłużenie zjawia się na brzegu południowo-wschodnim.

Zlewisko Ciechomskie w ściślejszem znaczeniu zajmuje 22,9 km². Wyłączamy tu pas na krawędzi tarasu o powierzchni 6,8 km² (od folwarku Góry do Ciechomic), jako oddający wody bezpośrednio do dzisiejszej doliny Wisły. Obejmuje ono dwa pięknie wykształcone jeziora rynnowe, prawie równe co do wielkości i podobne do siebie kształtem.

Jedno z jezior Ciechomskich, położone bardziej na zachodzie, nazywane też Wielkiem lub Górskiem, ciągnęło się dalej jak na to wskazuje zagłębienie bagienne po drugiej stronie szosy. Wał moreny czołowej, stadjalnej przecina jezioro, zwężając je i odcinając podwodnym progiem basenik o największej głębokości 5,5 m. Można stąd wnosić, że cała rynna Ciechomska utworzyła się pod lodem, ale w czasie postoju na wymienionem stadjum, funkcjonowała jako rzeka, odprowadzająca wody roztopowe. We wschodniej połowie jeziora są jeszcze dwa baseniki prawie tej samej głębokości co poprzedni. Oddziela je

prawie całkowicie próg, sterczący ponad zwierciadło wody. Drugi podobny próg już całkowicie wyłonił się z wody, oddzielając jezioro następne wskutek czego opisywane, pozbawione zostało odpływu naziemnego.

Drugie, bardziej wschodnie, z jezior nazywają też Grabińskiem, od pobliskiej wsi. Podobnie, jak poprzednie, wcięte jest ono w piaszczystą równinę morenową, wskutek czego brzegi są około 6 m wysokie, podobnie składa się z trzech baseników, oddzielonych progami, podobnie zachodni z nich jest najgłębszym (6,8 m). W połowie długości otrzymuje ono dopływ, który jakkolwiek okresowo wysycha, to jednak zdołał usypać małą deltę. Moreny czołowe zamykają jeziora od wschodu. Temniemniej tędy właśnie prowadzi od nich do Wisły głęboko wcięta dolinka, przeważnie sucha, bo odprowadza wody jeziorne tylko w okresach wyższych wodostanów, choć ma nazwę Wielkiej Strugi. Pomimo to, pomimo nawet, że niema widocznego połączenia obydwu jezior, krążenie wody musi być w nich ożywione, gdyż brzegi są czyste, niezarośnięte. Odpływ podziemny odbywa się łatwo po powierzchni iłów wstęgowych, jak o tem świadczą pokaźne źródła i wysięki na stoku tarasu.

Jeżeli omówione trzy zbiorniki, na podstawie krążenia wód podziemnych możnaby połączyć w jeden, to zlewisko Sędeńskie jest najbardziej wyodrębnionym zbiornikiem zamkniętym. Zajmuje ono 14 km^2, a od Wisły oddziela je znów obszar (10,6 km^2), na który wody powierzchniowe nie przedostają się z wnętrza zlewiska Sędeńskiego.

Trzy, wprawdzie niewielkie, blisko siebie, ale na różnych wysokościach leżące, jeziora Sędeńskie, wskazują tem samem na dobry dopływ wody podziemnej. Rocznie zlewisko otrzymuje z atmosfery 7,140.000 m^3 opadu, bagien w nim niema, a cała ta ilość wody spływa po warstwie iłów wstęgowych na brzeg doliny, a stąd rowami do Wisły. Dodam tu, że jeziora należą do łańcucha, część którego leży w zlewisku Skrwy. Kolejność ich od zachodu jest następująca:

W Sędeniu Wielkim — najmniejsze; dziś jest podłużną, płytką, zarośniętą trzcinami kałużą, która wysycha w upalne lata.

Jeziorkowo — największe, leży we wschodniej części wsi Sędeń Wielki, zajmując część kotlinki, conajmniej dwa razy większej od jeziora. Brzegi wschodnie wysokie — zachodnie niskie, bagniste. Okrągława misa ma 4,4 m głębokości, a od niej odchodzi płytsza zatoka.

Jeziorce — na krańcach tej samej wsi, również w kotlince tylko odpowiednio — do jeziora — mniejszej. Dno jest okrągławą misą, 3,1 m głęboką. Zarastanie posuwa się pierścieniem od brzegów, tworząc rodzaj kożucha.

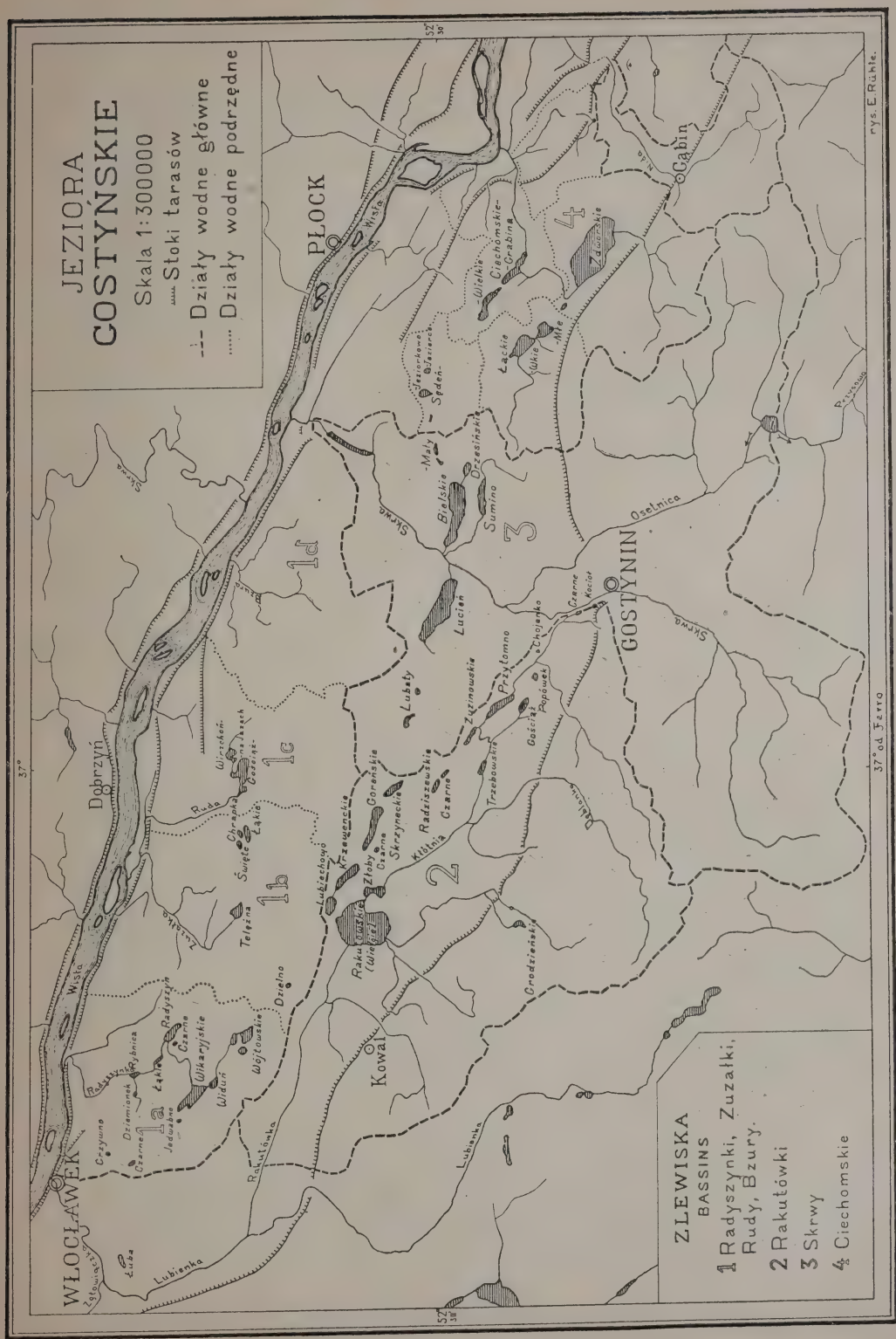

JEZIORA
GOSTYŃSKIE
Skala 1:300000
Stoki tarasów
Działy wodne główne
Działy wodne podrzędne
ZLEWISKA
BASSINS
1 Radyszynki, Zuzałki, Rudy, Bzury.
2 Rakutówki
3 Skrwy
4 Ciechomskie
PŁOCK
GOSTYNIN
WŁOCŁAWEK
Kowal
Dobrzyń
Gąbin
Wisła
Skrwa
Lubienka
Rakutówka
Osetnica
Ruda
Zuzałka
Kłótnia
Lubiechowo
Krzewenckie
Złoby
Skrzyneckie
Goreńskie
Radziszewskie
Czarne
Lubaty
Lucień
Przytomno
Zuzinowskie
Trzebowskie
Gościąż
Popówek
Chojenko
Kocioł
Bielskie
Drzesińskie
Sumino
Mały
Sędeń
Jeziorkowo
Jezierce
Wielkie
Ciechomskie
Grabina
Łąckie
Wkie
Mle
Zdworskie
Grodzieńskie
Wójtowskie
Widuń
Wikaryjskie
Radyszyn
Rybnica
Dziemionek
Jedwabne
Czarne
Łąkie
Dzielno
Telężna
Święte
Chrapka
Łąkie
Wirzchoń
Gościąż
Czarne
Łuba
Zgłowiączka
Rudy
Bzura
Przysowa
37° od Ferro
rys. E. Rühle.

Fig. 9.

IV. Obieg wody.

Bilans wodny naszych jezior nie da się przedstawić w cyfrach, ale postaramy się dać o nim pewne, choćby przybliżone pojęcie.

Na naszem terytorjum istnieją dziś stacje meteorologiczne opadowe w Baruchowie, Duninowie i Łącku, ale pierwsze dwie funkcjonują zaledwie po roku, a tylko ostatnia 8 lat. We Włocławku obserwacje robiono w latach 1892—1910. Najbliższą stacją, położoną na wyżynie dyluwjalnej, jest Olganowo, już nieco poza naszym obszarem w dorzeczu Lubieńki, ale i tam obserwacje rozpoczęto dopiero w r. 1913, co jednak wypełnia nam poniekąd lukę pomiędzy serją spostrzeżeń z Włocławka i Łącka.

Zestawione sumy opadów z tych stacyj przedstawiają się jak następuje:

	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
	mm				
Włocławek[1]) (1891—1910) .	489	92	124	176	97
Olganowo (1913—1927) . .	578	112	116	225	125
Olganowo (1922—1927) . .	599	93	138	226	142
Łąck (1922—1927)	567	91	129	220	127

Wynika z tego, że obszar jeziorny, leżący niżej na tarasach, otrzymuje mniej opadów niż przyległa wyżyna dyluwjalna, ale lata ostatnie miały większe opady, niż poprzednie, a okres 6-letni Łącka ani nawet 19-letni Włocławka jest zbyt krótki, żeby można go było przyjąć za podstawę obliczeń. W tym celu interpolowaliśmy średnią według stuletnich obserwacyj warszawskich. Oto średnia suma opadów za lata 1811—1910 w Warszawie obliczoną została na 563 *mm*[2]), a średnia 20-letnia (1891—1910) — 541 *mm*, czyli jest ona o 22 *mm* mniejsza. Ponieważ średnia Włocławka za lata 1892—1910 wynosi 489, a poprawka na stulecie +22 *mm*, przeto obliczyliśmy średni opad stuletni Włocławka jako równy 489+22 t. j. 511 *mm*. Zaokrąglając tę cyfrę, dla ułatwienia rachunków o 1 *mm*, przyjęliśmy 510 *mm*, jako średnią

[1]) Dziewiętnastoletni okres obserwacyjny podajemy tu w przeliczeniu na dwudziestoletni według Kosińskiej-Bartnickiej: Opady w Polsce. Prace meteorol. i hydrogr. z. V, 1927, inne dane — według wykazów P. Inst. Meteorolog.

[2]) Rychliński J. P.: O wieloletnich średnich wysokościach rocznych opadów w Warszawie. Prace meteor. i hydr. z. VI. 1927.

roczną sumę opadów atmosferycznych, na której oparte są nasze obliczenia.

Całokształt stosunków wodnych, dających się wyrazić cyframi, przedstawia następujące zestawienie:

Zlewiska *Bassins*	Powierzchnia jezior *Surface des lacs*	Powierzchnia zlewiska *Surface du bassin*	Pojemność jezior *Volume des lacs*	Roczna objętość opadów na jeziora *Volume annuel des précipitations sur les lacs*	Roczna objętość opadów w zlewiskach *Volume annuel des précipitations dans les bassins*
	km²	km²	tysiące m³ *milliers m³*		
1 a. Radyszynki	1,83	69,1	6.463	932	35.240
b. Zuzałki	0,53	78,6	913	271	40.090
c. Rudy	0,722	66	2.890	368	33.660
d. Bzury	—	63,9	—	—	32.590
2. Rakutówki	6,292	255	11.535	3.208	130.050
„ z dolną Lubieńką	0,154	59,9	—	—	30.550
3. Skrwy	4,284	327	33.585	2.185	166.770
4. Ciechomskie	5,39	108,9	13.852	2.749	55.530
Sędeńskie	0,218	14	515	110	7.140
Dzierżązny	—	17,5	—	—	8.930
Sumy . . .	**19,42**	**1059,9**	**69.753**	**9.823**	**540.550**

Ogólna pojemność jezior wynosi 69.753 tysięcy m³, a ponieważ całość naszych zlewisk otrzymuje rocznie 540.550 tysięcy m³, przeto wynika z tego, że jeziora zawierają tylko ósmą część rocznego opadu. Reszta wody paruje, odpływa powierzchniowo, a zwłaszcza krąży podziemnie. Dwadzieścia siedm jezior nie ma wcale odpływu powierzchniowego, niektóre przesiąkają smugami bagiennemi, lub odpływają rowami przekopanemi w bagnach. Wiele jezior posiada tylko odpływy perjodyczne, bądź sztuczne, bądź naturalne, jak Ciechomskie. Mamy więc rozmaite stadja zamknięcia jezior, tak iż trudno je nawet ściśle zaklasyfikować do odpływowych, lub nie, a jeżeli brać pod uwagę tylko wypływy w postaci naturalnych strug, to przeszło połowa jezior znajdzie się w grupie „bezodpływowych". W takim stanie rzeczy niepodobna się kusić o ilościowe określenie odpływu, tem bardziej, że na wszystkich strugach, odprowadzających wodę z poszczególnych zlewisk stoją młyny, modyfikując odpływ naturalny.

Krążenie wód podziemnych ma wybitną przewagę nad powierzchniowem. Można o tem sądzić zarówno na podstawie opisu stosunków hydrograficznych, który podaliśmy wyżej, jak i na zasadzie pewnych

rozważań liczbowych. Oto przykłady. Około jeziora Lucieńskiego wyodrębniliśmy niewielki zbiornik (35,6 km^2), którego wody opadowe schodzą do jeziora. Zbiornik ten otrzymuje rocznie 18.100 tys. m^3 wody opadowej, podczas gdy pojemność jeziora wynosi 17.016 tys. m^3. Zdawałoby się, że te 1.000 m^3 różnicy wyraża parowanie wraz z odpływem. Drugi podobny zbiornik koło jeziora Biélskiego ma 13,2 km^2, na które spada rocznie 6,730 tys. m^3 wody. Pojemność jeziora wynosi 14.885 tys. m^3, a więc jest przeszło dwa razy wyższa, niż roczna suma opadu. Widocznie obrót wody nie odbywa się tak szybko, jakby to się zdawało z poprzedniego przykładu, a znaczne różnice hydrologiczne tych dwu, podobnych do siebie, zbiorników mają swą przyczynę w odmiennem krążeniu wód podziemnych.

Gdyby nasze jeziora miały wodę tylko z opadów atmosferycznych, bezpośrednio na ich powierzchnię spadających, to trzebaby średnio 7 lat na ich wypełnienie. Ale różnice pod tym względem są znaczne. Jezioro Biélskie wypełniłoby się dopiero w ciągu 20 lat, Lucieńskie — 16-tu, Radziszewskie — 3-ch, a Rakutowskie w ciągu 15 miesięcy. Z tego choćby względu można je nazwać wielką kałużą.

Jaka ilość wody wychodzi z obiegu wskutek parowania — niewiadomo, gdyż nasze stacje meteorologiczne takiemi obserwacjami nie zajmują się.

Znaczna większość jezior, jak to już wynikało z opisów w rozdziale poprzednim, zdradza ślady mniej lub bardziej powolnego zaniku, który przejawia się bądź w zarastaniu brzegów, bądź w postaci bagien nadbrzeżnych, bądź wreszcie w kształtach falez, nie podlegających dziś działaniu fal. Proces obniżania powierzchni wody trwa stale; liczne drobne a płytkie jeziorka już zanikły, inne znów zróżnicowały się, dzieląc się na mniejsze. Tak naprzykład jezioro Drzesińskie jest odosobnioną resztką Biélskiego, Zuzinowskie znów znajduje się w fazie podziału na dwa mniejsze. Wyjątek stanowi tylko jezioro Rakutowskie.

Zanik jezior nie zależy ani od ich wielkości, ani od tego, czy mają one powierzchniowe odpływy i dopływy ale od krążenia wód podziemnych. Niewielki Kocioł (4,1 ha) utrzymuje dobrze swój poziom, podczas gdy Małe Łąckie (35,6 ha) weszło w stadjum silnego zaniku.

Próby zbadania szybkości zaniku jezior nie dały nam rezultatów. Porównanie powierzchni jezior, obliczanych na mapach Kwatermistrzostwa (r. 1839) z naszemi, raczej przekonały o niedokładności tego źródła. Również powierzchnie jezior, podane w opisie Wolskiego (r. 1881) po przeliczeniu ich na hektary dały cyfry nieraz zupełnie przygodne.

V. Termika.

Do pomiarów termicznych używaliśmy termometrów w rurce metalowej z basenikiem u dołu, a z podziałką co 0,2 stopnia (oczywiście Celsiusza). Z mniejszych głębokości przynosiły one temperatury zupełnie wiarygodne, a tylko głębokości znaczniejsze dostarczały czasami temperatur niepewnych. Obserwacje wykonywane były na kilkunastu jeziorach w różnych czasach, ale nie podajemy tu wszystkich, poprzestając tylko na najpewniejszych i zarazem na bardziej charakterystycznych, a odrzuciliśmy mniej pewne lub nic nie mówiące. Stałe obserwacje nad termiką wody jeziornej prowadzone są w kraju jedynie na wigerskiej stacji limnologicznej, pozatem tylko jeziorko Czerniakowskie ma roczną serję spostrzeżeń nad temperaturą wody. Niestety nie udało mi się zorganizować stałych obserwacyj na jeziorach Gostyńskich i muszę poprzestać na opublikowaniu spostrzeżeń fragmentarycznych, do czego upoważnia mnie ten fakt, że nawet tego rodzaju danych w naszej literaturze jest bardzo niewiele.

Warstwa skoku termicznego na naszych jeziorach uwydatniała się bardzo słabo, ale zato na różnych głębokościach, niezależnie od głębokości jeziora. Na jeziorze Czarnem, gdzie spadek temperatury przejawiał się słabo do głębokości 4 m, bo wynosił zaledwie 0,4°, od 4—5 m przeskakiwał nagle o 1,4°, aby na metrze głębiej opaść już tylko 0,4°. Na jeziorze Skrzyneckiem od powierzchni do głębokości 7 m temperatura spadała, choć nierównomiernie, o 2,3°, natomiast od 7—8 m aż 3,9°, na następnym metrze już tylko o 0,6°, a przy dnie na głębokości 10 m podnosiła się znów prawie o 2°, bo do 16,2°. Jak w jednym, tak i w drugim przypadku warstwa skoku występowała w pobliżu dna.

Na 20 m głębokim Lucieniu warstwa skoku znajdowała się na tej samej głębokości, ale bardzo od dna oddalona. Przeskok temperatury wyrażony był słabiej; do głębokości 7 m temperatura spadała jednostajnie o 2,2°, od 7—9 m o 2°, a na następnych dziesięciu metrach znów tylko o 2°. Jezioro Gościąż na Jazach miało warstwę skoku termicznego zaraz na głębokości 1—3 m. Na tych dwóch metrach temperatura spadała o 3°, na dalszych trzech metrach t. j. od głębokości 6 m utrzymywała się bez zmiany w 20°, a następnie do 25 m spadła znów o 3°, czyli w warstwie 19 m grubej obniżyła się o tyleż stopni, o ile w 2-metrowej warstwie skoku.

Najsilniej skok termiczny uwidocznił się w jez. Kotle, w profilu zakomunikowanym nam przez p. Charłampowicza, a wykonanym poprostu termometrem opuszczonym w butelce. Oto na głębokości pierwszych 3 metrów temperatura spadła o 1,5°, na następnym metrze

o 5,8°, potem 2 m głębiej o 2,2°, a od 6—13 m obniżyła się już tylko 1,7° [1]).

Temperatury na jeziorze Kotle oznaczane były w paru miejscach w lipcu. Jak to widać z załączonej tabelki, różnic temperatur, znalezionych w warstwach głębszych, nie można tłumaczyć jakiemiś zmianami

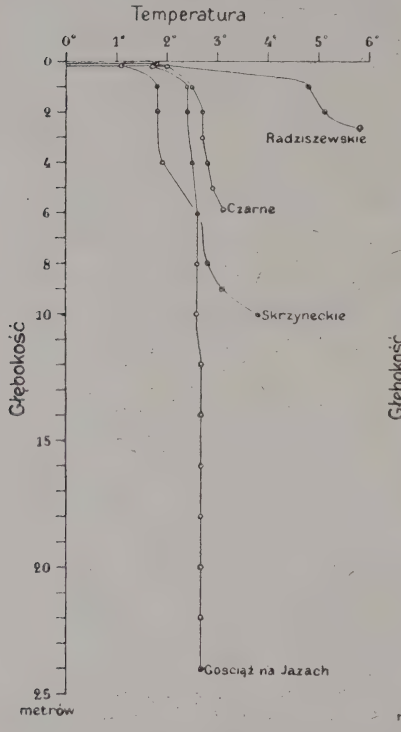


Fig. 10 a. Odwrócona stratyfikacja termiczna w zimie.

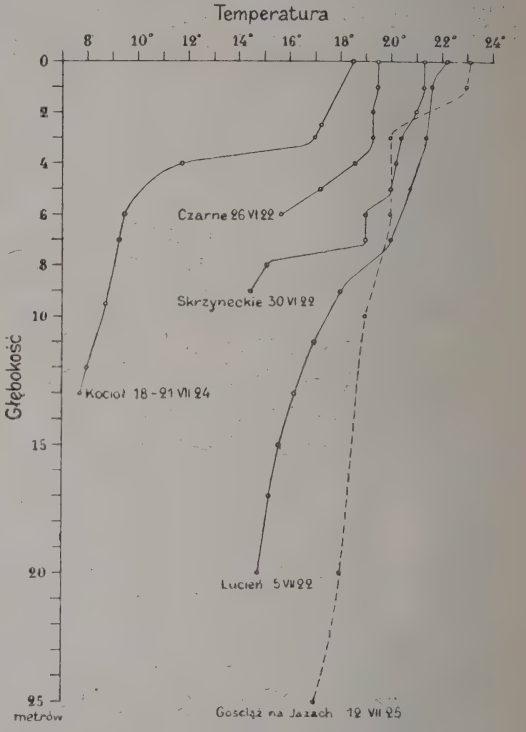


Fig. 10 b. Normalna stratyfikacja i skok termiczny w lecie.

w stratyfikacji termicznej, które mogłyby zajść w odstępie czasu, dzielącym obydwa pomiary. Ten odstęp czasu tłumaczy tylko różnice temperatur warstwy powierzchownej, zależnej od ciepła powietrza. Natomiast już na głębokości 6 m w odstępie dwutygodniowym temperatura prawie nie różniła się, a może nawet wcale nie różniła, jeżeli zwrócimy uwagę na bądź co bądź mało precyzyjny sposób jej oznaczania. Na uwagę zasługuje fakt, że gdy po środku jeziora temperatura na głębokości 13 m wynosiła 7,7°, to równocześnie w południowo-wschodniej części jeziora na głębokości 8 m już na dnie zanotowano 8,5°, a w południowej części jeziora na głębokości 9 m, również na dnie 8°. Zja-

[1]) Zaznaczamy to, aby przekonać, że nawet prymitywna metoda, sumiennie stosowana, może dać dobre rezultaty.

LATO

Głębokość w metrach	Czarne			Skrzyneckie		Lucieńskie		Kocioł				Głębokość w metrach
Data	26. VI. 22			30.VI.22	1.VII.22	3.VII. 22	5.VII. 22	8. VII. 24		21. VII. 24		
godzina	10 r.	3 pp.	10 w.	5 pp.	2 pp.	5 pp.	7 w.	10 r.	—	—	—	
t° powietrza	17,7	—	18,6	20,4	—	20,6	21,8	24,0	—	—	22,0	—
0	19,2	19,5	19,6	21,3	20,6	21,0	22,2	21,0	—	—	18,5	—
1	19,1	19,5	19,6	21,3	20,5	21,0	21,6	—	—	—	—	—
2	19,1	19,3	19,5	21,0	20,5	20,6	—	18,0	—	—	(17,5)	—
3	19,0	19,3	19,4	20,4	20,4	—	21,4	—	—	—	17,0	—
4	18,8	18,6	19,4	20,2	20,4	20,4	—	—	—	—	11,7	7,0
5	17,4	17,2	dno	20,0	20,2	—	20,8	—	—	—	—	
6	17,0	15,7		19,0	20,1	20,4	—	9,7	—	—	9,5	
7				19,0	20,0	—	20,0	9,2	—	—		
8				15,1	19,2	20,2	—	—	8,5	8,0		
9				14,5		—	18,0	—		8,0		
10				dno 16,2		19,8	—	(8,6)				
11						—	17,0	—				
12						19,6	—	8,0				
13							16,2	7,7				
14							—					
15							15,6					
16							—					
17							15,2					
18							—					
19							—					
20							14,8					
21												
22												
23												
24												

Środek jeziora
Strona południ.-wschodnia (dno)
Strona południowa (dno)
Środek jeziora
Strona zachodnia (dno)

ZIMA

Głębokość w metrach	Czarne		Skrzyneckie	Gościąż		Radziszewskie		Głębokość w metrach
	14. II. 28		17. II. 28	15. II. 28		16. II. 28		
pod lodem	2,0	—	1,1	0,4	1,7	1,7	1,8	pod lodem
1	2,5	2,0	1,8	2,3	2,4	4,8	4,5	1
2	2,7	2,3	1,8	2,3	2,4	5,1	5,0	2
3	2,7	2,2	—	2,2	—	5,5	5,8	3
4	2,8	2,3	1,9	2,5	2,5			4
5	2,9	2,6	—	2,4	—			5
6	3,1	2,4	2,6	2,4	2,6			6
7		2,3	—	2,5	—			7
8			2,8	2,7	2,6			8
9			3,1	2,6	—			9
10			3,8	2,6	2,6			10
11					—			11
12					2,7			12
13					—			13
14					2,7			14
15					—			15
16					2,7			16
17					—			17
18					2,7			18
19					—			19
20					2,7			20
21					—			21
22					2,7			22
23					—			23
24					2,7			24

wisko to możnaby sobie tłumaczyć dopływem cieplejszej wody podziemnej, ale nie mamy po temu dostatecznych danych, można więc również przyjąć, że poprostu temperatura wody na dnie jest jednakowa, niezależnie od głębokości, tem bardziej, że znów w zachodniej połaci jeziora przy dnie, na 4 m, znaleziono temperaturę 7°.

W zakresie termiki zimowej rozróżniliśmy dwa typy jezior: zimne i ciepłe.

W pierwszych temperatura na głębokości metra wahała się około 2°, a na dnie około 3°, różniąc się tylko o 0,2° na jeziorze Skrzyneckiem od teoretycznej 4°. Na głębokim Gościążu obserwacje były robione w dwóch miejscach do dna i wykazały jednostajną w całym jeziorze stratyfikację, a cała różnica pomiędzy temperaturą 1 m i 24 m wyniosła zaledwie 0,3°, podczas gdy na 8 m Skrzyneckiego różnica ta wynosiła 2°.

Płytkie, zamulone jezioro Radziszewskie przedstawia się pod tym względem zgoła inaczej. Różnica temperatur pomiędzy 1 m i dnem na głębokości 3 m wynosiła do 1,8°, ale odrazu na głębokości 1 m zanotowaliśmy wysoką temperaturę 4,5° oraz 4,8°, chociaż bezpośrednio pod lodem woda nie różniła się ciepłotą od innych jezior. Stratyfikacja termiczna była tu również odwrócona, ale w granicach wyższych niż na pozostałych jeziorach. Oczywiście ma to doniosłe znaczenie dla życia w wodzie, o czem doskonale wiedzą rybacy.

VI. Morfometrja.

Przez J. Jaczynowskiego.

W pracy niniejszej przedstawione są rezultaty obliczeń morfometrycznych, dotyczących 40-u jezior Gostyńskich. Niektóre z pośród nich, być może, same przez się nie są zbyt godne uwagi — wzięte razem stanowią jednak pewien zespół, niepozbawiony cech charakterystycznych. Chodziło mi przytem nietylko o zilustrowanie liczbowe morfometrji każdego z tych jezior, ale i o wyprowadzenie pewnych wniosków natury bardziej ogólnej, tem więcej, że w toku pracy zachodziła często potrzeba rozstrzygania wątpliwości teoretycznych.

Opracowany materjał obejmuje $^2/_3$ jezior Gostyńskich (40 na 63); jednakowoż stosunek ogólnej powierzchni uwzględnionych jezior, podanych na załączonej tablicy morfometrycznej, do całej powierzchni jeziornej jest znacznie wyższy, wynosi bowiem 92%; jeziora tam podane mają razem 1.787 ha, gdy pozostałe tylko 155 ha.

W pracy mojej główny nacisk położyłem na omówienie tych danych, które znajdują się w bezpośrednim związku z batymetrją misy jeziornej. W doborze elementów morfometrycznych liczyłem się z potrzebą przedstawienia ogólnego obrazu stosunków grupy jeziornej; jeżeliby chodziło o opracowanie indywidualne jednego lub paru ważnych jezior, to naturalnie możnaby wprowadzić cały szereg innych elementów.

Grupa jezior Gostyńskich jest niewielka i trudno ją porównywać np. z Poznańską lub Wileńską. Ta ostatnia przewyższa jeziora Gostyńskie 37 razy pod względem powierzchni wodnej [5]; całkowita powierzchnia naszych jezior może być raczej zestawiona z jakiemś dużem jeziorem. Jeżeli przyjmiemy powierzchnię Gopła na 23·4 km², według danych Sperczyńskiego [28], okaże się, że jeziora Gostyńskie stanowią 83% jego tafli wodnej. Powierzchnię tych jezior można uzmysłowić inaczej: gdyby to było jedno jezioro o kształcie koła, średnica jego równałaby się 4.970 m.

Przechodzę teraz do omówienia elementów morfometrycznych. Długość i szerokość jezior są to dane, które pomimo swej prostoty nasuwają trudności w pomiarze. W opracowaniach morfometrycznych często nie podaje się, jak te wielkości były mierzone. Można mierzyć długość wzdłuż osi jeziora; Lityński [13] podaje np. długość Wigier wzdłuż „nurtu głównego". Niestety w wielu wypadkach oś jeziora nie da się ściśle wyznaczyć; o ile jest to łatwe na t. zw. jeziorach rynienkowych, to dla jezior o kształcie okrągławym, jak np. Rakutowskie, wogóle trudno mówić o osi; podobnież na jeziorach z odnogami, jak np. Wikaryjskie, nie jest jasnem jak należy oś przeprowadzić. W każdym razie „długość wzdłuż osi" jest pojęciem mało ścisłem, niepodlegającem wyraźnej definicji. Sądzę więc, że tak określona długość i uzależniona od niej szerokość mogą mieć znaczenie głównie przy szczegółowych opracowaniach pojedyńczych jezior, jako wielkości dodatkowe. W tablicy morfometrycznej podałem w rubryce długości największą odległość w prostej linji 2 punktów na brzegu jeziora, a jako szerokość — najdłuższy odcinek prostopadłej do tamtej linji, mieszczący się w obrębie jeziora. Przypuszczam, że z powodu trudności w określeniu długości i szerokości jezior, elementy te zostały zupełnie pominięte w znanych zestawieniach morfometrycznych Peuckera i Halbfassa [8, 9, 20].

Z tablicy morfometrycznej widać. że największą długość mają jeziora:

Zdworskie	3.480 m	Goreńskie	2.125 m
Lucieńskie	3.285 „	Ciechomskie NW	1.900 „
Bielskie	2.975 „	Ciechomskie SE	1.805 „
Rakutowskie	2.520 „	Wikaryjskie	1.750 „

największą szerokość zaś mają:

Rakutowskie	2.120 m	Łąckie Wielkie	740 m
Zdworskie	1.450 „	Gościąż na Jazach	690 „
Lucieńskie	930 „	Wikaryjskie	690 „
Bielskie	775 „		

Powierzchnia jezior, podzielona przez długość maksymalną, daje średnią szerokość; pod tym względem najwyższe wartości osiągają jeziora:

Rakutowskie	1.395 m	Łąckie Wielkie	430 m
Zdworskie	1.015 „	Gościąż na Jazach	390 „
Lucieńskie	620 „	Wikaryjskie	375 „
Bielskie	505 „		

Są to, jak widzimy, te same jeziora i w tym samym porządku ułożone, które mają największe wartości szerokości maksymalnej.

Powierzchnia jezior, umieszczonych na tablicy morfometrycznej, była przeważnie obliczana na zasadzie mapy 1:25.000, a dla 13 jezior podano wartości, wzięte z planów, co specjalnie zaznaczono w uwagach. Elementy linjowe tych 13 jezior zostały również wzięte z planów.

Z tablicy morfometrycznej widać, że największemi jeziorami są następujące:

Zdworskie	352·8 ha	Wikaryjskie . . .	65·9 ha
Rakutowskie	351·2 „	Łąckie Wielkie . .	61·2 „
Lucieńskie	203·3 „	Goreńskie	55·3 „
Bielskie	150·2 „	Gościąż na Jazach .	46·9 „

Cztery jeziora, umieszczone na czele, stanowią 54% ogólnej powierzchni całej grupy; same tylko Zdworskie i Rakutowskie zajmują po 18%, razem zaś 36% tafli wodnej jezior Gostyńskich. Ciekawe jest, że stosunek objętościowy jezior Zdworskiego i Rakutowskiego jest wyraźnie niższy niż powierzchniowy; jeziora te mieszczą tylko 15% wód jezior Gostyńskich, a samo Rakutowskie tylko $3^1/_2\%$. Wymienione 4 jeziora: Zdworskie, Rakutowskie, Lucieńskie i Bielskie mogą być zaliczone do jezior dużych. Jezior „większych“ w myśl klasyfikacji Schützego [27], t. j. o powierzchni ponad 10 ha, jest razem z poprzednio wymienionemi 30, o ogólnej powierzchni 1.798 ha. Pozostałe 32 jeziora mają powierzchnię mniejszą od 10 ha. Stosunki te ilustruje następująca tabelka:

TABELA I.

Wielkość jezior *Dimension des lacs*	Ilość *Nombre*	Powierzchnia *Surface*	Stosunek powierzchni grupy do całości w % *Rapport de la surface du groupe à la surface totale en %*
>100 ha	4	1.057 ha	54·4
50—100 „	3	182 „	9·4
10— 50 „	23	559 „	28·8
1— 10 „	32	144 „	7·4
	62	1.942 ha	100·0

Normalne zjawisko zmniejszania się ilości jezior w miarę wzrostu powierzchni i tutaj w zarysie występuje, chociaż kategorje 50—100 ha i „wyżej 100 ha“ nie stosują się do tego ściśle. Przeciętna powierzchnia

jeziora wynosi 31·3 ha; jest to liczba dosyć wysoka, jak na taką niewielką grupę jeziorną, bo np. w Poznańskiem według Schützego [27] wypada 41 ha; widać w tem wpływ stosunkowo znacznej powierzchni kilku jezior, które wyraźnie podnoszą średnią wartość; udział jezior „małych" pod względem powierzchni jest stosunkowo niewielki ($7^1/_2\%$) i wynosi tyleż prawie, co w Poznańskiem, gdzie równa się 6% powierzchni całego pojezierza. Średnia powierzchnia jezior małych wynosi około $4^1/_2$ ha.

Długość linji brzegowej osiąga największą wartość na następujących jeziorach:

Zdworskie	8·8 km
Rakutowskie	8·5 „
Lucieńskie	7·6 „
Bielskie	6·9 „
Wikaryjskie	5·0 „

Są to wszystko jeziora o największej powierzchni, przyczem 4 jeziora, wymienione na przedzie, figurują we wszystkich wyżej podanych zestawieniach na pierwszych 4 miejscach.

Kształt jeziora najlepiej oddaje wielkość, zwana rozwojem linji brzegowej i wyrażająca się wzorem $u = \frac{U}{2\sqrt{\pi F}}$, gdzie U — długość linji brzegowej, F — powierzchnia jeziora. Z liczb, podanych na tablicy morfometrycznej, wynika, że najbardziej rozwiniętą linję brzegową mają jeziora: Ciechomskie SE — 2·1 oraz Zuzinowskie — 2·1. Jezior, mających niewielki rozwój brzegowy, mniejszy od 1·1, jest 6. Z nich wyróżnia się jezioro Czarne pod Radyszynem z liczbą 1·04 oraz Kocioł — 1·06 i Dzielno — 1·07.

Przechodzę teraz do batymetrji jezior Gostyńskich. Z tablicy morfometrycznej widać, że największą głębokość osiągają jeziora:

Bielskie	31·3 m
Gościąż na Jazach	25·8 „
Lucieńskie	20·0 „
Kocioł	16·6 „
Wikaryjskie	13·6 „
Radyszyn	10·9 „
Skrzyneckie	10·3 „

Ilość jezior, osiągających określone głębokości, podaję niżej; widzimy, że przeważają wyraźnie jeziora płytkie.

TABELA II.

Głębokość jezior *Profondeur des lacs*	Ilość jezior *Nombre des lacs*
0— 5 m	17
5—10 „	16
10—20 „	4
20—30 „	2
>30 „	1
	40

Teraz zajmiemy się bardziej szczegółowo zagadnieniem obliczania pojemności i średniej głębokości jezior. Wielkości te były obliczane przedewszystkiem wzorem Simpsona na objętość:

$$V=\frac{d}{6}(G_0+4G_1+G_2) \quad \ldots\ldots\ldots (1),$$

gdzie G_0 i G_2 — pola skrajnych przekrojów, d — ich odległość, G_1 — pole środkowego przekroju. Ze wzoru tego można znaleźć średnią głębokość jeziora, dzieląc objętość przez powierzchnię tafli. Posługiwałem się również wzorem na głębokość średnią, podanym w „Morphologie der Erdoberfläche" Pencka [16] na str. 43:

$$H=\frac{d}{G_0}\left(\frac{G_0}{2}+G_1+\ldots\ldots+G_{n-1}+\frac{G_n}{2}\right) \quad \ldots\ldots (2),$$

gdzie d — odległość przekrojów, G_0 — powierzchnia tafli jeziornej, G_1, G_2 i t. d. — powierzchnie objęte przez kolejne izobaty. Wzór ten daje również możność obliczenia objętości mnożeniem głębokości średniej przez powierzchnię jeziora. Napisany w formie wyżej podanej wzór z Morfologji Pencka zakłada, że obliczenie doprowadzone jest do najgłębszego punktu, przyczem punkt ten leży o d głębiej od najniższej izobaty. Jeżeli obliczenie uwzględnia pojemność tylko do ostatniej poziomicy, to we wzorze Nr. 2 należy G_n zastąpić przez $\frac{G_n}{2}$.

Wzór Simpsona uchodzi za najdokładniejszy sposób obliczania objętości, a pośrednio i głębokości średnich (7 i 11). Co do zakresu stosowalności tego wzoru panuje jednak pewna niejasność. Sawicki podaje np., że wzór ten jest ścisły tylko dla pryzmatoidu [23], Heiderich pisze, że pociąga za sobą warunek, iż powierzchnia boczna musi się wznosić równomiernie [11]. Kwestje te zasługują na wyjaśnienie. Rzeczywiście wzór Simpsona wyprowadza się drogą elementarną dla pryzmatoidu. Nazywamy tak ciało o równoległych podstawach, ograniczonych wielobokami o nierównej ilości boków; przyjmujemy, że wzór ten stosuje się również do pryzmatoidu, mającego jako podstawy linje

krzywe, a jako tworzące linje proste. Jednak zastosowania tego wzoru są znacznie szersze. Normalnie wzór Simpsona wyprowadza się dla obliczania pól, ograniczonych przez krzywe płaskie. Wiadomo, że przez 3 punkty można przeprowadzić jedną tylko krzywą paraboliczną $y = ax^2 + bx + c$, skierowaną w ten sposób, że jej oś jest równoległa do osi Y. Można dowieść za pomocą rachunku całkowego, że wzór Simpsona daje się zastosować do takiej krzywej 2-go stopnia, przechodzącej przez 3 punkty, których położenie spełnia warunek, iż odległości między ich rzędnemi są równe. Jeżeli mamy przesunąć przez 3 punkty na płaszczyznie krzywą paraboliczną 3-go stopnia $y = ax^3 + bx^2 + cx + d$, nie może być mowy o jej jednoznacznem określeniu; przez podstawienie współrzędnych tych 3-ch punktów otrzymalibyśmy system 3 równań 1-go stopnia z 4 niewiadomemi a, b, c, d, czyli układ nieoznaczony. Jednak jeżeli obliczymy pole, zamknięte przez taką krzywą 3 stopnia, to okaże się, że gdy $x_1 = \frac{x_0 + x_2}{2}$, wtedy dla znalezienia odpowiedniej całki nie trzeba znać współczynników równania danej krzywej; pole da się wyznaczyć w zależności od współrzędnych 3 danych punktów. W ten sposób wzór Simpsona pozwoli nam na określenie całej rodziny krzywych 3-go stopnia, które będą przechodzić przez dane 3 punkty i będą zamykały to samo pole, co i krzywa 2-go stopnia.

Dochodzimy do sformułowania ograniczenia zastosowań wzoru Simpsona na płaszczyznie: wzór ten jest ważny dla krzywej najwyżej 3-go stopnia typu $y = ax^3 + bx^2 + cx + d$. Nas interesuje właściwie zastosowanie tego wzoru do obliczenia pojemności. Dla obliczenia objętości ciała trzeba znać formę przekrojów prostopadłych do osi, aby móc ustalić zależność między polem przekroju a jego odległością od stałego punktu. Jeżeli to prawo zmiany pola przekroju w zależności od współrzędnej z oznaczymy przez $F(z)$, to żądana pojemność wyrazi się $\int F(z)\,dz$. Gdy chodzi o zagadnienie obliczenia objętości, to graficznie ilustruje prawo zmiany pól przekrojów krzywa hypsograficzna; do niej więc należy odnieść zastrzeżenia, o których mówiliśmy poprzednio; możnaby zatem wypowiedzieć tezę, że wzór Simpsona ważny jest dla powierzchni regularnych, których krzywa hypsograficzna wyraża się równaniem najwyżej 3-go stopnia typu $F = ah^3 + bh^2 + ch + d$, gdzie F — pole przekroju, h — odległość od stałego punktu. Z tego wynika, że wzór ten da ścisłe rezultaty dla stożka, kuli lub elipsoidy oraz innych powierzchni, w których zależność pól przekrojów da się ująć równaniem kwadratowem; podobnie da się zastosować do paraboloidy, gdyż zmiana pól jej przekrojów wyraża się równaniem 1-go stopnia $F = ah$. Tak samo np. można go zastosować do powierzchni, podobnej do kie-

licha, ograniczonej t. zw. parabolami Neila; równanie takiej powierzchni jest $x^2+y^2=z^3$; pole przekroju prostopadłego do osi Z da się napisać w postaci równania 3-go stopnia żądanego typu $F=\pi z^3$. Widzimy więc, że wzór Simpsona ważny jest dla wielu powierzchni, o których nie da się powiedzieć, że wznoszą się równomiernie.

Jeżeli powierzchnia nie spełnia warunków, przy których można stosować wzór Simpsona, użycie tego wzoru będzie równoważne z tem, że krzywa hypsograficzna danej powierzchni zostanie zastąpiona przez odcinki paraboli 2-go lub 3-go stopnia, przechodzące przez 3 punkty. Ponieważ pole tych parabol 3-go stopnia będzie takie same jak i paraboli 2-go stopnia, daje to nam możność porównania zastosowań wzoru Simpsona z omówionemi dalej wzorami stożkowym i Nr. 2 z Morfologji Pencka.

Przy stosowaniu wzoru Nr. 2 i stożkowego opieramy się na dwóch przekrojach; odcinki krzywej hypsograficznej między dwoma przekrojami są uniezależnione od przebiegu następnych odcinków, któremi będziemy zastępować rzeczywistą krzywą hypsograficzną. Metoda Simpsona natomiast, dzięki oparciu się na trzech przekrojach, odznacza się zdolnością elastycznego przystosowania się do ogólnej „tendencji“ faktycznej krzywej hypsograficznej danego ciała. O ile krzywa między temi 3 punktami jest wypukła, to przesunięty przez nie odcinek paraboli 2-go stopnia będzie również wypukły; gdy krzywa jest wklęsła, to i parabola 2-go stopnia, przesunięta przez te 3 punkty, będzie wklęsła. W rezultacie krzywa hypsograficzna, zastępująca krzywą danego ciała i złożona z odcinków parabol 2-go stopnia, powinna być w ogólnym wypadku bliższa rzeczywistej krzywej hypsograficznej niż krzywe hypsograficzne, złożone z odcinków prostych (wzór Nr. 2) lub zawsze wklęsłych parabol (wzór stożkowy). Innemi słowy objętość, wyliczona wzorem Simpsona, powinna być bliższa rzeczywistej, niż otrzymana przy stosowaniu wzorów Nr. 2 lub stożkowego. Przyjmujemy przytem, że krzywa hypsograficzna danej formy morfologicznej nie ma przebiegu kapryśnego, np. pozbawiona jest gwałtownych zgięć. Jeżeli jednak ta krzywa będzie bardzo nieregularna, np. przy ogólnym wypukłym przebiegu będzie miała liczne wklęsłości, to może się zdarzyć, że krzywa hypsograficzna, przeprowadzona między 3 punktami i złożona z wypukłych parabol, będzie więcej odbiegała od rzeczywistej krzywej, niż krzywa hypsograficzna łamana, oparta na wzorze Nr. 2, lub girlandowata krzywa hypsograficzna, oparta na wzorze stożkowym. Innemi słowy dla form morfologicznych nie da się napewno twierdzić, że wzór Simpsona daje lepsze rezultaty od tamtych 2 wzorów; można tylko mówić o większem prawdopodobieństwie otrzymania dobrego rezultatu.

Wzór Simpsona posiada tę niedogodność, że wymaga parzystej ilości izobat. Przy układaniu tablicy morfometrycznej pojemność i głębokość średnią tych jezior, gdzie zastosowanie wzoru Simpsona napotykało na trudności, obliczono przy pomocy omówionego wzoru Nr. 2 z Morfologji Pencka. Wzór Simpsona został zastosowany do 29 jezior, a wzór Nr. 2 — do 11 mniej ważnych jezior.

Przy wyprowadzaniu wzoru Nr. 2 posługujemy się przypuszczeniem, że średnia wysokość pasa pomiędzy 2 izohipsami równa się średniej arytmetycznej wysokości granicznych izohips; ponieważ powierzchnie stożkowe mają średnią wysokość pasa mniejszą, niż średnia arytmetyczna wysokości granicznych izohips, wzór ten daje wtedy rezultaty

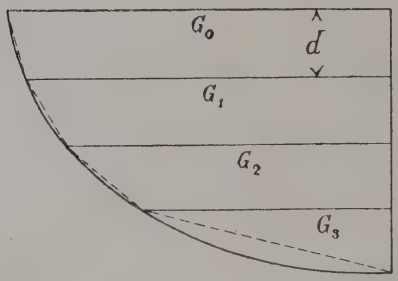


Fig. 11.

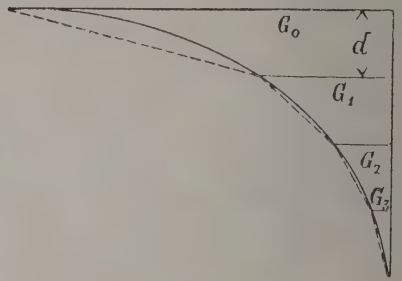


Fig. 12.

za duże. Da się to zilustrować na zasadzie krzywej hypsograficznej. Ta ostatnia dla powierzchni stożkowych jest parabolą, odginającą się od osi powierzchni (fig. 12), więc pojemność pasa, zawartego między 2 poziomemi przekrojami, będzie oczywiście mniejsza od trapezu, który przedstawia graficznie tę objętość. Można powiedzieć ogólnie, że wzór Nr. 2 daje za duże rezultaty dla wszelkich powierzchni, których krzywa hypsograficzna jest wklęsła, a więc tem bardziej dla takich, których nachylenie wzrasta. Odwrotnie, jeżeli mamy do czynienia z powierzchnią, której krzywa hypsograficzna jest wypukła (fig. 11), zastosowanie tego wzoru daje rezultaty za małe; pola, ograniczone przez łuki krzywej hypsograficznej, będą wtedy większe od pól, ograniczonych przez cięciwy. W szczególnym przypadku, gdy dana powierzchnia jest paraboloidą, t. j. gdy jej krzywa hypsograficzna jest linją prostą, wzór Nr. 2 daje rezultaty ścisłe i zgodne z tem, jakie otrzymuje się przy pomocy wzoru Simpsona. Dla paraboloidy możemy napisać $G_1 = \frac{G_0 + G_2}{2}$ i t. d. Wzór Simpsona po prostych przekształceniach przejdzie w wyrażenie $H = \frac{d}{G_0}\left(\frac{G_0}{2} + G_2 + \ldots\ldots + G_{n-2} + \frac{G_n}{2}\right)$; wyrażenie to

jest właściwie wzorem Nr. 2, napisanym dla powierzchni, porozcinanej przekrojami, przeprowadzonemi w ten sposób, że głębokość maksymalna została podzielona na równe odcinki.

Przy stosowaniu zarówno wzoru Simpsona, jak i Nr. 2, musimy często uwzględnić pojemność pod ostatnią izobatą; najprościej jest uważać tę część misy za czaszę paraboloidalną, co przy wzorze Nr. 2 jest ściśle zgodne z założeniami, na których on się opiera. W razie posługiwania się wzorem Simpsona wyznaczenie pojemności tej części misy może być wykonane i na innej zasadzie, jednak i wtedy przyjmowałem tę część misy za paraboloidę. W ten sposób zresztą postępowali Penck i Halbfass w swoich opracowaniach jezior Bodeńskiego i Genewskiego [7 i 17]. Należy dodać, że kwestja posługiwania się tym lub innym sposobem obliczania objętości pod najniższą izobatą ma tylko w nielicznych wypadkach większe znaczenie; przeważnie chodzi o drobne poprawki. Niżej podaję odpowiednie wartości:

TABELA III.

Objętość najgłębszej warstwy w stosunku do pojemności jeziora

Volume de la couche la plus profonde en rapport au volume du lac

Nazwa jeziora *Nom du lac*	Wzór Nr. 2 *Formule Nr. 2* %	Wzór Simpsona *Formule de Simpson* %
Bielskie	0·01	0·2
Ciechomskie NW . . .	0·5	1·9
Ciechomskie SE . . .	1·5	1·5
Czarne	—	2·0
Dzielno	2·1	—
Gościąż na Jazach . . .	0·01	0·1
Kocioł	0·05	0·05
Krzewenckie	0·8	—
Wikaryjskie	0·2	0·2

Porównywując rezultaty, otrzymane zapomocą wzorów Simpsona i Nr. 2, możemy powiedzieć, że gdy mamy powierzchnię o krzywej hypsograficznej wypukłej, pierwszy wzór daje wyniki większe niż Nr. 2; gdy krzywa hypsograficzna jest wklęsła, wtedy — odwrotnie — większe wyniki daje wzór Nr. 2. O ile krzywa hypsograficzna jest linją prostą, to oba wzory dają, jak widzieliśmy, wyniki jednakowe.

Weźmy powierzchnię o wypukłej krzywej hypsograficznej (fig. 11). Objętość, wyliczona wzorem Simpsona:

$$v_s = \frac{d}{3}(G_0 + 4G_1 + 2G_2 + 4G_3);$$

objętość, wyliczona wzorem Nr. 2, da się napisać:

$$v_2 = d\left(\frac{G_0}{2} + G_1 + G_2 + G_3\right) = \frac{d}{3}\left(\frac{3G_0}{2} + 3G_1 + 3G_2 + 3G_3\right).$$

Różnica obu wyrażeń $v_s - v_2 = \left(-\frac{G_0}{2} + G_1 - G_2 + G_3\right)$; widać z rysunku, że $G_1 > \frac{G_0 + G_2}{2}$ oraz $G_3 > \frac{G_2}{2}$, więc $v_s - v_2 > 0$, czyli $v_s > v_2$; podobnie dla głębokości średnich $H_s > H_2$.

O ile mamy powierzchnię o krzywej hypsograficznej wklęsłej (fig. 12), to można analogicznie dowieść, że wtedy $v_s < v_2$, a więc i $H_s < H_2$.

Zależności powyższe można również wyprowadzić z kształtu krzywej hypsograficznej. Gdy ta ostatnia jest wypukła, pola, ograniczone przez odcinki wypukłych parabol 2-go stopnia, które zastępują przy stosowaniu wzoru Simpsona krzywą hypsograficzną danego ciała, będą oczywiście większe od pól trapezów, któremi mierzy się pojemność przy stosowaniu wzoru Nr. 2. Oczywiste, że przy wklęsłej krzywej hypsograficznej zależność będzie odwrotna. W myśl tego, stosując metodę Simpsona do następujących jezior: Ciechomskiego NW, Ciechomskiego SE, Czarnego, Krzewenckiego i Lubiechowa, otrzymałem większe wyniki na pojemność i głębokość średnią, niż wzorem Nr. 2. Wymienione jeziora nie mają wprawdzie krzywej hypsograficznej na całej rozciągłości wypukłej, forma jej jednak jest taka, że część wypukła dominuje. Są to wszystko jeziora o stosunku głębokości średniej do maksymalnej większym od 0·5.

TABELA IV.

Nazwa jeziora *Nom du lac*	Stosunek głębokości średniej do maksymalnej *Rapport de la profondeur moyenne à la prof. maxim.*	$v_s - v_2$ %
Czarne	0·52	0·09
Ciechomskie NW . . .	0·53	0·79
Łąckie Wielkie	0·54	— 0·40
Krzewenckie	0·58	0·16
Skrzyneckie	0·59	— 0·13
Ciechomskie SE . . .	0·64	0·87
Lubiechowo	0·68	1·06

Odwrotnie — rezultaty na objętość, otrzymane wzorem Simpsona, wypadły mniejsze niż wzorem Nr. 2 dla jezior o krzywej hypsograficznej zasadniczo wklęsłej. Są to wszystko jeziora o stosunku głębokości średniej do maksymalnej mniejszym od 0·5.

TABELA V.

Nazwa jeziora *Nom du lac*	Stosunek głębokości średniej do maksymalnej *Rapport de la profondeur moyenne à la prof. maxim.*	$v_s - v_2$ %
Goreńskie	0·49	— 0·90
Radyszyn	0·43	— 0·26
Lucieńskie	0·42	— 0·31
Zdworskie	0·42	— 1·00
Kocioł	0·37	— 0·20
Bielskie	0·32	— 0·44
Wikaryjskie	0·31	— 1·25
Gościąż na Jazach . . .	0·22	— 0·78

Tabelki IV i V pokazują nam, że odchylenia, otrzymane przy posługiwaniu się obu wspomnianemi wzorami, są stosunkowo niewielkie; w 2 tylko wypadkach na 15 przekraczają 1%. Jeziora, dla których różnice wyników są większe, należą przeważnie do płytkich; zrozumiałe jest, że na takich jeziorach ilość przekrojów poziomych jest mniejsza, a więc i różnice przy stosowaniu wzorów są większe. Jednakowoż daje się zauważyć także wpływ kształtu krzywej hypsograficznej; do pewnego stopnia ogólny przebieg tej krzywej można scharakteryzować przez wartość liczbową stosunku głębokości średniej do maksymalnej. Naogół biorąc, na jeziorach o bardzo dużej i o bardzo małej wartości tego stosunku odchylenia są znaczniejsze. Pierwsze jeziora mają krzywą hypsograficzną wyraźnie wypukłą, drugie — wyraźnie wklęsłą. W obu przypadkach, używając wzoru Simpsona, wprowadzamy krzywą hypsograficzną w przebiegu zgodną z kształtem krzywej hypsograficznej danego ciała, a więc powinniśmy otrzymywać większe odchylenia od wyników ze wzoru Nr. 2, przy użyciu którego krzywą hypsograficzną uważa się za złożoną z odcinków prostych. W ten sposób tłumaczyłbym dosyć znaczne odchylenie dla jezior Gościąża i Wikaryjskiego, zmierzonych dokładnie i mających dostateczną ilość przekrojów. Również minimalne odchylenie jeziora Czarnego ma podobne przyczyny;

jezioro to ma krzywą hypsograficzną niemal prostą, to też z obu wzorów powinny wynikać zbliżone rezultaty.

Przeciętne odchylenie z tabelek IV i V wynosi 0·6%. Wielkość odchyleń pomiędzy rezultatami obliczeń objętości lub głębokości średniej potwierdza opinję Halbfassa, że t. zw. metoda średniej arytmetycznej powierzchni izohips, której wyrazem jest wzór Nr. 2, jest zupełnie wystarczająco ścisła w większości przypadków, tembardziej, że na jeziorach głębokich, o dużej ilości przekrojów, prawdopodobnie odchylenia będą jeszcze mniejsze, niż otrzymana przeze mnie wielkość przeciętna 0·6%. Dlatego to Halbfass w swojej „Morphometrie der Europäischen Seen“ wyłącznie stosował tę metodę. Wady wzoru Nr. 2, o których mówiliśmy, warto brać pod uwagę wtedy tylko, gdy chodzi o dokładniejsze obliczenia pojedynczych jezior. W takich przypadkach najlepiej stosować wzór Simpsona. Na nim właśnie opierali się Halbfass i Penck we wspomnianych opracowaniach morfometrycznych jezior Genewskiego i Bodeńskiego [7 i 17].

Chociaż, poza temi dwiema metodami, inne sposoby obliczenia głębokości średniej lub pojemności nie były brane jako podstawa do danych w tablicy morfometrycznej, to jednak dla całego szeregu jezior dokonano obliczeń i innemi sposobami, głównie w celu zestawienia wyników. Stosowano przytem przedewszystkiem t. zw. metodę stożków

$$V = \frac{d}{3}(G_0 + G_1 + \sqrt{G_0 G_1}) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (3)$$

oraz średniej arytmetycznej wszystkich pomiarów.

Niżej podaję odchylenia rezultatów, otrzymanych wzorem Simpsona (v_s), wzorem Nr. 2 (v_2), a wynikami, otrzymanemi metodą stożków (v_3).

TABELA VI.

Nazwa jeziora *Nom du lac*	$v_s - v_3$ %	$v_2 - v_3$ %	Nazwa jeziora *Nom du lac*	$v_s - v_3$ %	$v_2 - v_3$ %
Bielskie	—0·20	0·24	Skrzyneckie	0·33	0·46
Zdworskie	—0·04	0·96	Goreńskie	0·45	1·35
Kocioł	0·03	0·23	Krzewenckie . . .	0·64	0·48
Lucieńskie	0·05	0·36	Czarne	0·91	0·82
Gościąż na Jazach	0·14	0·92	Ciechomskie NW	1·81	1·02
Radyszyn	0·17	0·43	Ciechomskie SE .	1 83	0·96
Wikaryjskie . . .	0·22	1·47			

Z tablicy tej widać, że wyniki, otrzymane wzorem Nr. 2, są zawsze większe od wyników ze wzoru stożkowego; jest to zupełnie zrozu-

miałe, ponieważ stożek mieści się wewnątrz paraboloidy, dla której wzór Nr. 2 daje ścisłe rezultaty.

Inaczej przedstawia się sprawa różnic w wynikach ze wzoru Simpsona i stożkowego. Największa rozbieżność pomiędzy rezultatami powstaje na takich jeziorach, które mają krzywą hypsograficzną wyraźnie wypukłą, jak np. Ciechomskie. Natomiast na jeziorach o krzywej hypsograficznej wklęsłej wzór Simpsona daje wyniki mało różniące się od wzoru stożkowego. Jako przykład mogą służyć zwłaszcza jeziora Bielskie, Kocioł, Lucieńskie i Gościąż na Jazach. Wynika to stąd, że dla pierwszej grupy jezior przy stosowaniu wzoru Simpsona otrzymujemy krzywą hypsograficzną złożoną z wypukłych parabol, a dla drugiej grupy z wklęsłych parabol, gdy wzór stożkowy zawsze daje krzywą złożoną z wklęsłych odcinków. Naturalnie, że wyniki tej tablicy komplikuje wpływ mniejszej czy większej ilości przekrojów, jednakowoż ogólne rezultaty są dosyć jasne. Co do samych różnic, to jak widzimy, są one nieduże; średnie odchylenie wyników ze wzoru Simpsona i stożkowego wynosi 0·52%, a ze wzoru Nr. 2 i stożkowego — 0·75%.

Sposób wyznaczania pojemności zapomocą metody stożków był już dawno krytykowany. Zwracano uwagę [3], że formy morfologiczne trudno uważać za złożone ze stożków, gdyż w takim wypadku izohipsy powinnyby być figurami mniej więcej podobnemi. Istnieje opinja, że dla jezior o dnie prostem nadaje się wzór Nr. 2, a dla jezior o dnie bardziej skomplikowanem — metoda stożków. W rzeczywistości każda z tych metod jest odpowiednia dla pewnego określonego typu powierzchni — pierwsza dla zbliżonych do paraboloidy, druga dla zbliżonych do stożków. Obie one mają więc podobne wady, tylko że metoda stożków jest bardziej skomplikowana. Obie również pod względem teoretycznym ustępują metodzie Simpsona.

Rozpatrzymy teraz wyniki, otrzymane metodą średniej arytmetycznej, i zestawimy je z rezultatami, które dały wzory Nr. 2 lub Simpsona.

Z tabeli, przedstawionej na str. następnej, widać, że odchylenia są duże, wynoszą średnio 18%, o wiele większe od różnic, jakie wypadały przy stosowaniu trzech omówionych poprzednio metod, od których metoda średniej arytmetycznej wyraźnie odcina się swą niedokładnością. Daje ona częściej rezultaty za duże, niż za małe, wskutek zgęszczenia profili na głębszych miejscach. Halbfass, sceptycznie usposobiony do zbyt zawikłanych obliczeń, nazywa ją zupełnie złą [9]. Metoda średniej arytmetycznej bywa często stosowana, choć rezultaty otrzymane mogą mieć tylko znaczenie orjentacyjne. Należy mieć na uwadze jeszcze jedną okoliczność, że o ile metoda ta może dać niezłe rezultaty w obliczeniach

TABELA VII.

Głębokość średnia. *Profondeur moyenne.*

Nazwa jeziora *Nom du lac*	Metodą średniej aryt. *Moyenne arithmétique* m	Na zasadzie objętości *D'après le volume* m	Odchylenie *Différence* %	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Metodą średniej aryt. *Moyenne arithmétique* m	Na zasadzie objętości *D'après le volume* m	Odchylenie *Différence* %
Przytomno . .	3·65	4·81	−23·8	Sumino	3·60	3·47	3·7
Goreńskie . . .	2·60	3·02	−13·9	Bielskie	10·32	9·91	4·1
Ciechomskie SE	3·80	4·38	−13·2	Radziszewskie .	1·58	1·46	8·2
Zdworskie . .	2·13	2·28	−6·6	Kocioł	6·81	6·09	11·8
Lubiechowo . .	2·61	2·73	−4·4	Czarne	4·27	3·63	17·6
Skrzyneckie . .	5·84	6·07	−3·7	Wikaryjskie . .	4·96	4·17	19·0
Czarne pod Radyszynem . .	2·59	2·68	−3·3	Łąckie Wielkie .	4·61	3·81	20·9
Lucieńskie . . .	8·30	8·40	−1·2	Gościąż na Jażach	7·48	5·84	29·8
Ciechomskie NW	2·93	2·92	0·4	Wójtowskie N .	4·70	3·15	49·2
Radyszyn . . .	4·78	4·68	2·1	Wójtowskie W .	5·84	3·84	52·0
Krzewenckie . .	4·54	4·39	3·4	Wójtowskie SE	4·92	3·07	60·2
				Dzielno	4·80	2·83	69·6

średniej wysokości stosunkowo płaskich terenów wyżynnych, to jeżeli chodzi o średnią głębokość jezior, błąd wypada stosunkowo o wiele większy, ponieważ wszystkie pomiary odniesione są do zwierciadła jeziora. Gdyby np. należało obliczyć średnią wysokość misy jeziornej nad poziom morza, błąd byłby znacznie mniejszy. Jeziora, wymienione na tabeli VII, dałyby wtedy średnie odchylenie 1% zamiast 18%. Naturalnie, że w przypadkach, gdy sondowania rozłożone są bardzo równomiernie (np. przy pomiarach z lodu), metoda ta może dać rezultaty zupełnie dobre. Inna kwestja, że wtedy można zwykle dokładnie wykreślić plan jeziora i zastosować któryś z wyżej omówionych sposobów.

Jeżeli chcemy uniknąć planimetrowania izobat, a chodzi nam o rezultat przybliżony, lecz do pewnego stopnia niezależny od rozłożenia pomiarów, sądzę, że możnaby z powodzeniem stosować metodę, którą posługiwał się Sawicki przy obliczeniach nad jeziorami Chodeckiemi [23]. Oblicza się średnie głębokości poprzecznych przekrojów, wstawia w przekrój podłużny w tych miejscach, gdzie przekroje poprzeczne przecinają linję środkową. Wyliczona potem głębokość średnia

tak otrzymanego przekroju powinna dać w przybliżeniu średnią głębokość jeziora.

O wiele uciążliwsza jest metoda, podana przez Szokalskiego w „Instrukcji dla izsliedowanja ozior“ [30], używana przez Ulego [31]. Ze średnich głębokości profili wyliczamy przeciętne głębokości części jeziora, zawartych między profilami, biorąc średnią arytmetyczną przeciętnych głębokości profili. Tak otrzymane liczby mnożymy przez powierzchnię odpowiednich odcinków tafli jeziornej. Wprawdzie metoda ta posiada wspólną z poprzednią teoretyczną zaletę, że opiera się na pierwotnych rezultatach pomiarów, a nie na izobatach, które bądź co bądź są pochodnemi wynikami, jednakowoż w założeniu jej tkwi o wiele poważniejsza wada, polegająca na sposobie obliczania średniej głębokości pomiędzy profilami. Przewaga jej nad metodą średniej arytmetycznej jest ta, że przez pomnożenie średniej głębokości części jeziora przez odpowiednią powierzchnię tafli jeziornej, dajemy pomiarom odpowiednią „wagę“, przez co usuwa się do pewnego stopnia główne źródło błędów metody średniej arytmetycznej, polegające na przypadkowości rezultatów wskutek nierównomiernego rozsiania pomiarów. Rachunki jednak, których wymaga ta metoda, są tak skomplikowane, że użyteczność jej jest problematyczna. Metodą tą zrobiłem obliczenia pojemności tylko 2 jezior: Gościąża na Jazach i Wikaryjskiego, otrzymując rezultaty niewiele różniące się od podanych w tablicy morfometrycznej. Odpowiednie odchylenia wynosiły w obu przypadkach około $1^0/_0$, gdy wyniki, otrzymane metodą średniej arytmetycznej dla tych samych jezior, dały odchylenie $30^0/_0$ i $19^0/_0$.

Uważana za bardzo dokładną metoda znajdowania pojemności zapomocą krzywych hypsograficznych nie została użyta w obliczeniach do tablicy morfometrycznej, aby nie naruszać podstawy obliczeń. Nadmienię przytem, że sposób ten wymaga bardzo precyzyjnych rysunków; w przeciwnym razie może dać wyniki wyraźnie mniej dokładne od lepszych metod rachunkowych.

Omówimy teraz otrzymane rezultaty na głębokość średnią i pojemność jezior Gostyńskich. Podobnie jak pod względem głębokości maksymalnych nie znajdziemy tu wysokich danych. Największą głębokość średnią mają jeziora:

Bielskie	9·91 m	Przytomno	4·81 m
Lucieńskie	8·40 „	Radyszyn	4·68 „
Kocioł	6·09 „	Krzewenckie	4·39 „
Skrzyneckie	6·07 „	Ciechomskie SE	4·38 „
Gościąż na Jazach	5·76 „	Wikaryjskie	4·17 „

Żadne zatem z jezior nie osiąga 10 m średniej głębokości, jakkolwiek Bielskie zbliża się bardzo do tej liczby. Uderza niska głębokość średnia Gościąża na Jazach w zestawieniu z maksymalną 25·8 m; tłumaczy się ona kotlinowatą budową dna; pojemność poniżej izobaty 16 m wynosi zaledwie 4% objętości jeziora. Gdyby dno ograniczyć płaszczyzną, przesuniętą przez tę izobatę, głębokość średnia zmieniłaby się bardzo nieznacznie — spadłaby z 5·76 m na 5·54 m. Natomiast zasadniczo zmieniłby się stosunek głębokości średniej do maksymalnej — podniósłby się z 0·22 na 0·35. Podobne zjawisko widzimy na jeziorze Bielskiem; występuje jednak mniej wyraźnie niż na Gościążu. Głębokość średnia Bielskiego nieznacznie tylko przewyższa odpowiednią liczbę Lucieńskiego, chociaż głębokość maksymalna pierwszego z nich jest o 11·3 m większa. Pochodzi to stąd, że jezioro Lucieńskie ma dno, obniżające się dosyć równomiernie całą misą. Stosunkowo znaczną głębokość średnią — 6·07 m, ma jezioro Skrzyneckie, którego głębokość maksymalna wynosi 10·3 m. Jezioro to w jeszcze wyraźniejszy sposób, niż Lucieńskie, wykazuje we wszystkich częściach niecki jednakowy spadek, przytem nachylenie górnych pasów jest o wiele większe, niż dolnych, co wpływa na zwiększenie głębokości średniej. Głębsze od Skrzyneckiego jezioro Radyszyn ma wyraźnie niższą głębokość średnią — 4·68 m; płytsze od Skrzyneckiego Przytomno przewyższa Radyszyn pod względem głębokości średniej, wprawdzie nieznacznie. Jezioro Wikaryjskie, wyraźnie głębsze od ostatnio wymienionych, ledwo przekracza 4 m głębokości średniej. Widzimy, że głębokości średnie i maksymalne nie idą w parze.

Pod względem pojemności wyróżniają się następujące jeziora:

Lucieńskie	17,015.000 m³
Bielskie	14,885.000 „
Zdworskie	8,045.000 „

O wiele już mniejszą pojemność mają:

Wikaryjskie	2,750.000 m³
Gościąż na Jazach . . .	2,700.000 „
Rakutowskie	2,565.000 „
Łąckie Wielkie	2,335.000 „

Jeziora Lucieńskie i Bielskie, wzięte razem, stanowią 46%, a wraz ze Zdworskiem aż 57% pojemności całej grupy. Natomiast szczególnie małą pojemność, pomimo dużej powierzchni, posiada jezioro Rakutowskie, co objaśnia się bardzo niską wartością głębokości średniej — 0·7 m. Wogóle mamy 15 jezior o pojemności ponad 1,000.000 m³.

Łączna objętość wszystkich 40 jezior, uwzględnionych na głównej tablicy, wynosi 68,180.000 m^3; dodając do tego obliczoną w przybliżeniu pojemność reszty jezior o powierzchni ponad 1 ha — około 1,570.000 m^3 — otrzymujemy jako ogólną pojemność całej grupy 69,750.000 m^3 czyli około 73% pojemności Gopła [28]. Średnia głębokość wszystkich jezior, obliczona na zasadzie pojemności, wypada 3·6 m. Jest to liczba znacznie niższa od średniej wartości jezior Poznańskich, gdzie Schütze [27] podaje około 6·3 m, lub Pomorza Polskiego (na lewym brzegu Wisły), gdzie według moich obliczeń wypada 8·2 m. Liczby te otrzymane są z dzielenia całkowitej pojemności jezior przez ogólną powierzchnię i różnią się wyraźnie od średniej arytmetycznej wszystkich średnich głębokości na danem pojezierzu. Ta ostatnia wielkość dla jezior Gostyńskich wynosi 3·15 m, jest zatem o 0·45 m mniejsza od właściwej średniej głębokości; jest to zupełnie zrozumiałe, bo przy obliczaniu zapomocą średniej arytmetycznej, wywierają znaczny wpływ na rezultat liczne i przeważnie płytkie, małe jeziora.

Wiadomo, że zależnie od charakteru dna jeziora, zmienia się zasadniczo stosunek głębokości średniej do maksymalnej. Jest to wielkość o podstawowem znaczeniu. Halbfass [7] uważa ją za najważniejszą daną limnometryczną. Zasługiwałaby ona, żeby jej nadać specjalny termin. Może nazwa „wskaźnik głębokościowy" byłaby odpowiednią. Stosunek głębokości średniej do maksymalnej ma zupełnie realne geometryczne znaczenie: dla stożka i ostrosłupa wynosi $^1/_3$, dla paraboloidy $^1/_2$, dla połowy elipsoidy lub półkuli $^2/_3$. Niżej podaję wartość tego stosunku na jeziorach Gostyńskich.

TABELA VIII.

Stosunek głębokości średniej do maksymalnej

Rapport entre la profondeur moyenne et maximum

Nazwa jeziora *Nom du lac*		Nazwa jeziora *Nom du lac*	
Lubiechowo	0·68	Lucieńskie	0·42
Czarne pod Radyszynem	0·67	Zdworskie	0·42
Ciechomskie SE	0·64	Dzielno	0·39
Skrzyneckie	0·59	Kocioł	0·37
Krzewenckie	0·58	Bielskie	0·32
Czarne	0·52	Wikaryjskie	0·31
Sumino	0·50	Rakutowskie	0·30
Radyszyn	0·43	Gościąż na Jazach	0·22

Na końcu tabeli umieszczone są jeziora o nieznacznych wartościach stosunku głębokości średniej do maksymalnej. Pomiędzy niemi znajdują się jeziora z zagłębieniami kotlinowatemi, jak Gościąż na Jazach, Wikaryjskie, Bielskie. W jeziorach tego typu misa wypełnia nieznaczną część walca, zbudowanego na tafli jeziornej i mającego za wysokość — głębokość maksymalną jeziora; stąd stosunek głębokości średniej do maksymalnej jest mały, zwykle nieprzewyższający 0·30. W Polsce przykładów tego typu dostarczają jeziora: Dryświaty 0·32, Gopło 0·26, Wigry 0·25, Wdzydze 0·22.

Jeziora, których misa ma kształt zbliżony do stożka lub jest powierzchnią wklęsłą, mają również niewysoki stosunek głębokości średniej do maksymalnej — dla ciał o powierzchni wklęsłej stosunek ten jest nawet mniejszy od $^1/_3$. Niska wartość tego stosunku na jeziorach Rakutowskiem i Kotle daje się właśnie wytłumaczyć kształtem dna, zbliżonym do powierzchni stożkowej (porównaj krzywe hypsograficzne). Że misa tych jezior ma kształt stożka, świadczą nachylenia pasów pomiędzy izobatami: np. w Kotle podlegają one tylko niewielkim wahaniom od 8° do 11°30′ przy średniem nachyleniu całej misy 9°40′.

Porównanie stosunku głębokości średniej do maksymalnej z odpowiednim stosunkiem dla stożka ($^1/_3$) daje nam możność zorjentowania się w stopniu wypukłości misy jeziora. Peucker [18, 19] nazywa formę terenu wklęsłą, jeżeli jej objętość jest mniejsza od stożka, lub wypukłą, o ile jest ona większa od stożka o tej samej podstawie i wysokości. Dla form, u których stosunek głębokości średniej do maksymalnej jest mniejszy od $^1/_3$, „stopień wypukłości“ w, wyliczony według wzoru $w = \frac{3H - h}{h}$, gdzie H — głębokość średnia, h — głębokość maksymalna, daje rezultat ujemny, dla form o stosunku głębokości średniej do maksymalnej większym od $^1/_3$ — rezultat jest dodatni. Niżej podaję wartość współczynnika w niektórych jezior Gostyńskich:

Gościąż na Jazach	−0·33
Bielskie	−0·02
Kocioł	+0·10
Czarne	+0·54
Ciechomskie SE	+0·94
Lubiechowo	+1·05

Liczby powyższe wskazują, że pojemność jeziora Gościąża jest o 33% mniejsza, niż stożka o tej samej podstawie i głębokości maksymalnej, a pojemność Lubiechowa przewyższa o 105% objętość stożka.

W pracy niniejszej termin „wypukły“ i „wklęsły“ stale jest używany w sensie, nadanym mu przez Peuckera. Używając tej termi-

nologji, przyjmujemy misę jeziorną za pewną powierzchnię, rozciętą przekrojem tafli wodnej, jako płaszczyzną odniesienia. Innemi słowy, jeżeli nachylenia w stosunku do zwierciadła jeziora maleją, to formę nazwiemy wypukłą; jeżeli rosną, to nazwiemy ją wklęsłą. Ten sam punkt widzenia zastosowany jest przy rozpatrywaniu krzywych hypsograficznych. Tam za linję odniesienia biorę oś powierzchni. A więc nazywać będę krzywą hypsograficzną — wypukłą, o ile zbliża się do osi powierzchni, a wklęsłą, o ile oddala się. Jeżeli dla form przestrzennych używa się stożka jako formy granicznej, to dla krzywych hypsograficznych możemy użyć trójkąta; nazwiemy zatem krzywą hypsograficzną — wypukłą, o ile przebiega ona nazewnątrz cięciwy, łączącej jej końce; — wklęsłą, jeżeli mieści się wewnątrz trójkąta, zbudowanego na cięciwię i osiach współrzędnych. Naturalnie, że krzywa hypsograficzna wypukła może mieć części wklęsłe i odwrotnie, krzywa wklęsła — wypukłe.

Na początku tablicy VIII widzimy jeziora o wysokim stosunku głębokości średniej do maksymalnej, jak Lubiechowo, Czarne pod Radyszynem, Ciechomskie SE, Skrzyneckie, Krzewenckie. Są to jeziora o dnie wyraźnie wypukłem, co znajduje również potwierdzenie w przebiegu krzywej hypsograficznej oraz ułożeniu izobat; te ostatnie są przyciśnięte do brzegu — nachylenie pasów pomiędzy izobatami jest z początku duże, a potem maleje. Z wymienionych ostatnio jezior Czarne pod Radyszynem i Lubiechowo odznaczają się stromemi stokami w górnej części misy i bardzo płaskiem dnem. Nachylenie zboczy w pierwszem z tych jezior pomiędzy 0 i 1 m wynosi średnio $30^0 50'$, poniżej 1 m spada do $4^1/_2{}^0$, a dalej do 1^0. Natomiast jezioro Ciechomskie SE najlepiej reprezentuje typ misy wypukłej, lecz pozbawionej tak ostrego kontrastu między stromą górną częścią a płaskiem dnem; nachylenie zboczy od 0 do 4 m wynosi 6^0 do $7^0 40'$, potem jest znacznie mniejsze. W jeziorze Krzewenckiem nachylenie zboczy do 1 m wynosi $3^0 20'$, potem wzrasta do $6^0 40'$, by zmaleć do 1^0. W Skrzyneckiem do 1 m wynosi ono tak samo $3^0 20'$, potem wzrasta do $5^0 45'$ i znów spada stopniowo do $55'$. Taki rozkład nachyleń wpływa na stosunek głębokości średniej do maksymalnej; jest on niższy niż w Ciechomskiem SE. Jezioro Czarne może być przykładem misy słabo wypukłej, o niezbyt wysokim stosunku głębokości średniej do maksymalnej. Na planie nie widać tu kontrastu, jaki daje się zauważyć w trzech poprzednio wymienionych jeziorach, między ściśniętemi izobatami górnemi i rozsuniętemi dolnemi; potwierdza to również i wyliczenie nachyleń pojedyńczych pasów. Na tem jeziorze nachylenia do 5 m mało się różnią, dopiero poniżej tej głębokości dno wyraźnie się wygina. Podobne dno ma Su-

mino, w którem wartość wspomnianego współczynnika jest równa 0·5. W jeziorze Lucieńskiem i Radyszynie, pomimo pewnego zagęszczenia izobat przybrzeżnych, niema wyraźnych oznak wypukłości misy; pierwsze z nich, pomijając dosyć wyraźną platformę przybrzeżną, sięgającą do 1 m, ma dno złożone jakby z dwóch powierzchni — pierwszej od 1 m do 7 m, o nachyleniach około 4°, i drugiej od 7 m do 19 m, o nachyleniach około 2°. Na jeziorze Radyszynie mamy nachylenie niemal stałe od 1 m do 4 m — około 5° — a potem do 9 m, bez większych wahań około 3°. W rezultacie stosunek głębokości średniej do maksymalnej tych dwóch jezior zaledwie przekracza 0·4.

Z powyższych zestawień widzimy, że stosunek głębokości średniej do maksymalnej ściśle wiąże się z nachyleniem stoków jezior; chodzi tu jednak raczej o spadki na pojedyńczych pasach niż o średnie nachylenie całej misy. Z dwóch jezior o jednakowem średniem nachyleniu, z których jedno ma znaczne spadki u góry misy, a małe w jej dolnej części, a drugie posiada układ odwrotny, naturalnie pierwsze będzie miało wyraźnie wyższy stosunek głębokości średniej do maksymalnej. Dobrym przykładem mogą być jeziora Skrzyneckie i Gościąż na Jazach, których średnie nachylenia niewiele się różnią (Gościąż na Jazach 4°25′, Skrzyneckie 4°10′), gdy stosunek średniej głębokości do maksymalnej pierwszego z nich wynosi tylko 0·22, a drugiego 0·59.

Jeziora z zagłębieniami kotlinowatemi przy małym stosunku głębokości średniej do maksymalnej miewają dosyć duże średnie nachylenie. Widzieliśmy to na Gościążu; podobnież jest na Bielskiem, gdzie średnie nachylenie stoków wynosi 4°, a stosunek głębokości średniej do maksymalnej jest 0·32. To samo dałoby się powiedzieć o jeziorach o dnie zbliżonem do stożkowego. Np. Kocioł i Dzielno, o średniem nachyleniu 9°40′ i 6°, mają stosunek głębokości średniej do maksymalnej niedochodzący do 0·4. Oczywiście znajdziemy też szereg jezior o bardzo małem średniem nachyleniu, a dużym stosunku średniej głębokości do maksymalnej, np. Lubiechowo, gdzie odpowiednie wielkości wynoszą 1°55′ i 0·68. Izobata 2 m zajmuje w niem przeszło $^3/_4$ tafli jeziornej, a ponieważ niżej nachylenia są minimalne, więc i średni wynik dla całego jeziora jest niski, przy obliczeniu jego bowiem bierze się pod uwagę powierzchnię pasów.

O ile zależność między średniem nachyleniem misy a stosunkiem głębokości średniej do maksymalnej nie wyraża się jasno, to o wiele prościej przedstawia się zależność między tą ostatnią wielkością a powierzchnią jezior. Obliczenia, wykonane przezemnie na podstawie cytowanej pracy prof. Lencewicza [12], dotyczące 195 jezior Niżu Polskiego, wykazują, że w miarę wzrostu stosunku głębokości średniej

do maksymalnej zmniejsza się powierzchnia jezior (tabela IX). Innemi słowami jeziora małe mają o wiele częściej wysokie wartości tego współczynnika, niż duże; pierwsze bowiem posiadają o wiele częściej jednolite i wyraźnie wypukłe dno, niż drugie. Oto wyniki:

TABELA IX.

Stosunek głębokości średniej do maksymalnej *Rapport entre la profondeur moyenne et maximum*	Odpowiadająca przeciętna powierzchnia jezior w ha *Surface moyenne correspondante en ha*
<0·3	542·5
0·3—0·4	210·6
0·4—0·5	174·0
0·5—0·6	82·9
>0·6	61·1

TABELA X.

Stosunek głębokości średniej do maksymalnej *Rapport entre la profondeur moyenne et maximum*	Odpowiadająca przeciętna powierzchnia jezior w ha *Surface moyenne correspondante en ha*
<0·4	91·7
0·4—0·5	67·4
0·5—0·6	36·1
>0·6	16·1

Zjawisko to występuje też jasno na jeziorach Gostyńskich, gdzie widzimy (tabela X) zasadniczo tę samą tendencję, jaka się daje zauważyć na tabeli IX.

Poświęcimy teraz trochę uwagi sprawie formy krzywej hypsograficznej ważniejszych jezior Gostyńskich. Wiadomo, że kształt krzywej hypsograficznej niektórych powierzchni regularnych jest dobrze znany. Powierzchnia stożkowa daje jako krzywą hypsograficzną parabolę styczną do osi wysokości w wierzchołku stożka (fig. 12), przyczem oś krzywej jest równoległa do osi powierzchni; dla paraboloidy otrzymujemy jako krzywą hypsograficzną linję prostą [16]. Przekonałem się, że elipsoida i kula (właściwie połowy tych ciał) mają krzywą hypsograficzną również parabolę, tylko inaczej położoną, mianowicie krzywa skierowana jest w odwrotną stronę niż dla stożka; oś jej zgodna jest z osią powierzchni, a wierzchołek leży w odległości równej tafli jeziornej (fig. 11).

Ghciałbym zaznaczyć, że o ile ustalenie kształtu krzywej hypsograficznej regularnych powierzchni nie nastręcza większych trudności, to odwrotne zagadnienie napotyka na bardzo poważne przeszkody. Ściśle biorąc, znalezienie jednoznacznego rozwiązania jest w ogólnym wypadku niemożliwe — innemi słowy nie jesteśmy w stanie twierdzić, jaka forma powierzchni odpowiada napewno danej krzywej hypsograficznej.

Sprawa sprowadza się do odnalezienia powierzchni na zasadzie pól przekrojów, danych w funkcji wysokości; otóż wszystkie powierzchnie, których pola przekroju są równoważne, przyczem zachowane jest prawo ich zmiany zależnie od wysokości przekroju, będą miały jedną i tę samą krzywą hypsograficzną; sama równoważność przekrojów nie przesądza bowiem ich kształtu. Mamy tu do czynienia z nieodwracalnością pewnego problematu. Sądzę jednak, że w morfometrji nie trzeba dowodzić, że taka a taka forma terenu odpowiada pewnej matematycznej figurze, wystarczy wiedzieć, że forma ta należy jakby do pewnej „klasy" form powierzchniowych, które zbliżają się do określonej powierzchni matematycznej. W morfometrji operujemy wogóle przybliżeniami; przecież zdarza się, że na zasadzie jednego lub dwóch przekrojów poprzecznych mówimy, że dana forma terenu jest stożkiem i t. p.

W tym też zapewne sensie, zdając sobie sprawę z trudności, które nastręcza problemat określenia kształtu powierzchni na zasadzie krzywej hypsograficznej, Penck [16] używał wyrażenia: powierzchnie zbliżone do stożkowych, zbliżone do paraboloidalnych i t. d.

Poczyniwszy gwoli ścisłości te uwagi, przejdziemy do rozpatrzenia kształtu niektórych krzywych hypsograficznych naszych jezior, zatrzymując się najpierw na tych, które mają niski stosunek głębokości średniej do maksymalnej. Krzywa jeziora Gościąża na Jazach, z początku lekko wklęsła (sądząc z nachyleń pasów pomiędzy izobatami, dno jeziora do głębokości 6 m zbliżone jest do stożka, bo nachylenia wahają się od 2°50′ do 3°25′), odgina się potem wyraźnie od osi powierzchni, a poniżej 16 m jest prosta. Kotlinowate zagłębienie, dobrze widoczne na planie jeziora, ma zatem kształt zbliżony do powierzchni paraboloidalnej, co znajduje potwierdzenie w fakcie, że pojemność tej kotliny niemal ściśle odpowiada objętości paraboloidy, zbudowanej na poziomicy 16 m, wynosi bowiem 120.000 m^3, gdy dla paraboloidy wypada 128.000 m^3. Pozatem przekrój, przeprowadzony z N na S, ma formę bardzo zbliżoną do paraboli. Krzywa oddala się bardzo silnie od cięciwy; w rezultacie wypada stosunek głębokości średniej do maksymalnej bardzo niski — 0·22. Krzywa jeziora Wikaryjskiego zasadniczo należy do tego samego typu silnie wklęsłych, różni się jednak tem, że jest z początku prosta, a od 7 m głębokości wyraźnie wygina się ku dołowi; wynika stąd, że kształt misy do wspomnianej głębokości zbliżony jest do paraboloidalnego, a niżej — podobny do stożka (nachylenia pasów między izobatami od 8 m wgłąb wahają się tylko w granicach od 3° do 4°). Również wyraźnie wklęsła jest krzywa hypsograficzna jeziora Kotła, które, jak widzieliśmy, posiada dno zbliżone do powierzchni stożkowej. Jezioro Bielskie ma krzywą o niezdecydowanym przebiegu,

natomiast krzywa hypsograficzna Lucieńskiego jest bardzo regularna, z charakterystycznem nabrzmieniem pośrodku. Krzywa Czarnego niewiele odbiega od cięciwy, łączącej jej końce, to też stosunek głębokości średniej do maksymalnej tego jeziora jest bardzo bliski 0·5. Krzywe hypsograficzne jezior Ciechomskiego SE i Skrzyneckiego są obie wy-

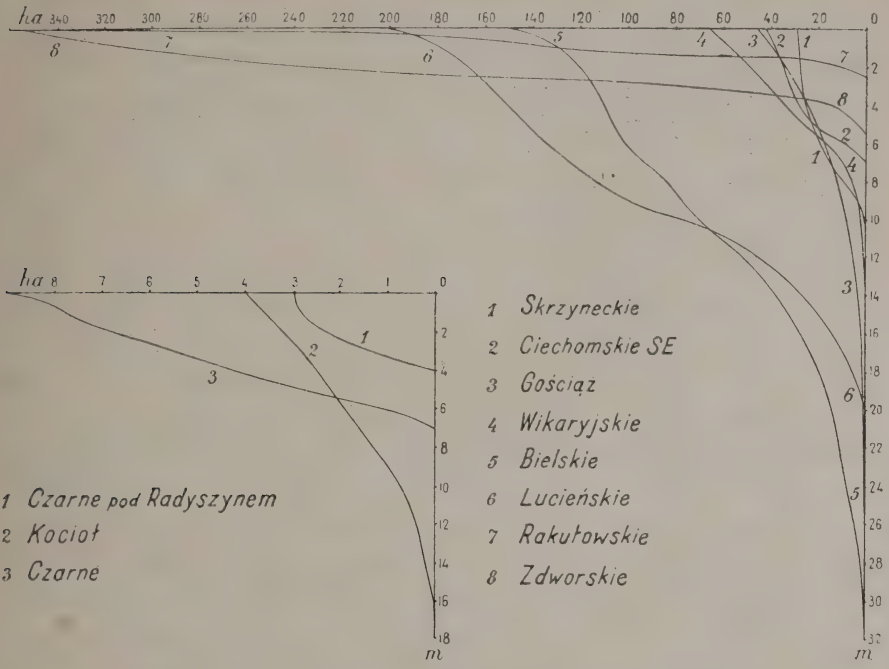


Fig. 13. Krzywe hypsograficzne (batygraficzne) jezior Gostyńskich.

raźnie wypukłe i pod względem kształtu bardzo zbliżone, co jest odbiciem podobnej budowy misy.

Z wykresów krzywych hypsograficznych można łatwo odczytać, że największą pojemność wśród jezior Gostyńskich posiadają Lucieńskie i Bielskie, przyczem objętość pierwszego jest większa. Również widoczne jest, że jezioro Zdworskie przewyższa pozostałe pod tym względem, a od Rakutowskiego ma pojemność przynajmniej 3 razy większą. Jezior, przedstawionych na bocznym wykresie, nie da się zestawić z jeziorami głównego wykresu, ponieważ z powodu bardzo dużej różnicy powierzchni nie można było wziąć tej samej skali.

Przejdziemy teraz do omówienia g ł ę b o k o ś c i w z g l ę d n e j, będącej ilorazem głębokości maksymalnej i pierwiastka z powierzchni. Zwłaszcza dla jezior o dnie prostem daje ona dobre pojęcie o misie, możemy bowiem porównać jej pionowe i poziome wymiary. Wielkość

ta, podobnie jak i stosunek głębokości średniej do maksymalnej, nie jest bynajmniej przeciętnie taka sama w jeziorach dużych i małych. Następująca tabelka ilustruje odpowiednią zależność. Jako podstawa do opracowania tego zestawienia posłużyła praca prof. Lencewicza [12], z której wziąłem dane o 288 jeziorach.

TABELA XI.

Głębokość względna *Profondeur relative*	Średnia powierzchnia jezior *Surface moyenne des lacs*
<0·01	310·8 ha
0·01—0·02	111·1 „
0·02—0·03	89·4 „
0·03—0·04	50·1 „
0·04—0·05	32·3 „
>0·05	20·9 „

Widzimy tu zupełnie wyraźny spadek powierzchni przeciętnej jezior wraz ze wzrostem głębokości względnej. Tę samą tendencję zmniejszania się powierzchni, gdy głębokość względna wzrasta, możemy zauważyć i na naszych jeziorach; wystarczy rozejrzeć się w cyfrach, dotyczących powierzchni i głębokości względnej na tablicy morfometrycznej. Z tejże tablicy widzimy, że największą głębokość względną osiągają jeziora: Gościąż na Jazach 0·038, Dzielno 0·042 i Kocioł 0·082. To ostatnie jest nietylko względnie najgłębszem wśród jezior Gostyńskich, ale i na całym Niżu Polskim niema bodaj jeziora o tak znacznej głębokości względnej. Da się ona uzmysłowić, jeżeli podam, że największe w Polsce jezioro — Narocz musiałoby mieć głębokość 734 m, aby osiągnąć tę samą wartość głębokości względnej, jaką ma Kocioł. Następujące jeziora niżowe Polski mają te wartości szczególnie wysokie:

Użewo w pow. Suwalskim . . . . . 0·075
Okonińskie w pow. Kościerskim . . . . . 0·06
Skrzynka w pow. Lipnowskim . . . . . 0·06
Małe pod Chalinem w pow. Międzychodzkim . . . . 0·06
Grabieńszczyzna w pow. Suwalskim . . . . . 0·06
Krzyżackie w pow. Wileńskim . . . . . 0·06

Naturalnie, że wśród jezior górskich, zasadniczo nieporównywalnych z niżowemi, można znaleźć większe wartości głębokości względnej niż w Kotle. Wśród stawów Tatrzańskich kilka ma głębokość względną większą od 0·1, a Czarny Staw nad Morskiem Okiem osiąga liczbę

około 0·2. Ostatni jest bodaj najgłębszem względnie jeziorem w całej Polsce, przyczem biorę pod uwagę tylko jeziora o powierzchni ponad 1 ha i o znanej głębokości maksymalnej.

Wśród jezior Gostyńskich na drugim krańcu co do głębokości względnej stoją: Zdworskie z liczbą 0·003 i Rakutowskie, którego głębokość względna wynosi 0·0013. Kocioł musiałby mieć głębokość maksymalną 27 cm, żeby zrównać się co do głębokości względnej z Rakutowskiem. Głębokość względna tego ostatniego jest nietylko najmniejsza wśród jezior Gostyńskich, ale i jedna z najmniejszych dotychczas znanych w Polsce. Naturalnie, że w miarę postępu badań jeziornych, zwłaszcza na Polesiu, gdzie jeziora są w stosunku do powierzchni wyjątkowo płytkie, mogą się znaleźć o wiele niższe wartości głębokości względnej, np. zmierzone w r. 1928 jezioro Tur wykazuje liczbę 0·0007. Obecnie znamy jednak bardzo niewiele jezior w Polsce o mniejszych głębokościach względnych niż na Rakutowskiem, są to np. Siemieński Staw w powiecie Radzyńskim, Kruteckie jezioro w powiecie Czarnkowskim, Wytyckie Wielkie w powiecie Włodawskim.

W końcu przechodzę do omówienia nachylenia stoków jeziornych. Jak wiadomo, średnie nachylenie pasa pomiędzy 2 poziomicami oblicza się według wzoru:

$$b = \frac{d}{g}\left(\frac{l_1 + l_2}{2}\right)$$

gdzie d — rozstęp pionowy izobat, g — pole pasa między dwiema izobatami, l_1 i l_2 — długości izobat; stąd daje się wyprowadzić wzór na średnie nachylenie całej misy jeziornej:

$$B = \frac{d}{G_0}\left(\frac{l_0}{2} + l_1 + l_2 + l_3 + \ldots\ldots + l_n\right)$$

gdzie G_0 oznacza powierzchnię tafli jeziornej, l_1, l_2 i t. d. — długości izobat, l_0 — długość obwodu jeziora.

Z liczb, podanych na tablicy morfometrycznej, widzimy, że największe średnie nachylenie mają: Dzielno 6°, Czarne 6°, Kocioł 9°40′. Zbyt mała ilość danych co do średniego nachylenia stoków jezior Polski nie pozwala na porównanie Kotła z innemi jeziorami niżowemi. Wiadomo w każdym razie, że wartości około 10° dla średnich nachyleń w zestawieniach morfometrycznych jezior niżowych spotykają się dosyć rzadko. Jezioro Rakutowskie, które wyróżnia się niską wartością głębokości względnej, również i pod względem średniego nachylenia zajmuje ostatnie miejsce; na przedostatniem znajduje się Zdworskie. Odpowiednie wartości wynoszą dla Zdworskiego 30′, a dla Rakutowskiego 10′. Liczby, dotyczące średniego nachylenia, podane w tablicy morfometrycznej, zostały pozaokrąglane umyślnie do $^1/_{12}{}^0$, czyli 5′, bo większa dokładność byłaby pozorna [8, 9].

Literatura.

1. Bajerlein J.: Jeziora Mialskie. Badania Geograficzne nad Polską Północno-Zachodnią. Zesz. 2—3.
2. Dembowscy S. i J.: Pomiary morfometryczne jezior Wigierskich. 1) Spraw. Stacji Hydrobiol. na Wigrach I, 1, 1922; 2) ibid. I, 2—3, 1922; 3) Arch. hydrobiol. i rybactwa, II, 3—4, 1927.
3. Elfert P.: Volumetrische Berechnung von Gebirgen mittels des Prismatoids. Pet. Mit., 1887.
4. Forel F. A.: Handbuch der Seenkunde. Stuttgart, 1901.
5. Garlikowska H.: Statystyka i rozmieszczenie jezior Wileńskich. Archiwum Rybactwa Polskiego. Bydgoszcz, I, 1925.
6. Gumiński R., Jasińska M., Kobendza R.: Jeziorko Czerniakowskie. Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym U. W., Nr. 3, 1925.
7. Halbfass W.: Morphometrie des Genfer Sees. Zeitschr. der Gesell. für Erdkunde zu Berlin. XXXII, 1897.
8. Halbfass W.: Morphometrie der Europäischen Seen. Zeitschr. der Gesell. für Erdkunde zu Berlin, XXXVIII, 1903, XXXIX, 1904.
9. Halbfass W.: Die Seen der Erde. Ergänzungsheft Nr. 185 zu Petermanns Mitteilungen, 1922.
10. Halbfass W.: Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde. Berlin, 1923.
11. Heiderich F.: Die mittlere Höhe Afrikas. Pet. Mit., 1888.
12. Lencewicz S.: Badania jeziorne w Polsce. P. G., V, 1925.
13. Lityński A.: Dane ogólne o jeziorach Wigierskich. Spraw. Stacji Hydrobiol. na Wigrach, I, 1, 1922.
14. Murray J.: On the height of the land and the depth of the ocean. Scot. Geogr. Mag., 1888.
15. Penck A.: Die Volumberechnung von Höhen und Tiefen der Erdoberfläche. Pet. Mit., 1890.
16. Penck A.: Morphologie der Erdoberfläche, I, II, Stuttgart, 1894.
17. Penck A.: Morphometrie des Bodensees. Jahrb. der Geogr. Gesell. zu München, 1894.
18. Peucker K.: Beiträge zur orometrischen Methodenlehre, Wrocław, 1890.
19. Peucker K.: Morphometrie der Koppenteiche. „Wanderer im Riesengebirge", Hirschberg, 1896.
20. Peucker K.: Europäische Seen nach Meereshöhe, Grösse und Tiefe. Geogr. Zeitschr., 1896.
21. Pietkiewicz S.: Pojezierze Suwalszczyzny Zachodniej. P. G., VIII, 1928
22. Sakowicz S., Kaszewski L: Badania nad warunkami życia pogłowia leszcza w jeziorach z grupy Łęczyńsko-Włodawskiej na Podlasiu. Rocznik Ichtjobiol., 1928, Nr. 11.
23. Sawicki L.: Z badań nad jeziorami Chodeckiemi. Pamiętnik Fizjograficzny, XXII, 1914.
24. Sawicki L.: Lubartower Seen. Bul. internat. de l'Academie des Sciences de Cracovie. Série A: Sciences mathém. Nr. 1—3A, 1918.
25. Sawicki L.: Ein Beitrag zur Limnologie Ostpolens.
26. Schjernig W.: Der Zeller See im Pinzgau. Zeitschr. der Gesell. für Erdkunde, XXVIII, 1893.
27. Schütze H.: Die Posener Seen. Stuttgart, 1920.

28. Sperczyński W.: Z badań nad jeziorem Gopłem. Prace Komisji Matem.-Przyrodn. T-wa Przyjaciół Nauk w Poznaniu. Serja A. I, 4. 1923.
29. Supan A.: Die mittlere Höhe des Landes und die mittlere Tiefe des Meeres. Pet. Mit., 1889.
30. Szokalskij J.: Nastawlienje dla sjomki ozior i izsliedowanja ich w fizikogieograficzeskom otnoszenji. Instrukcja dla izsliedowanja ozior. Petersburg, 1908.
31. Ule W.: Der Wurmsee in Oberbayern. Lipsk, 1901.

Résumé.

Les hautes terrasses de la vallée de la Vistule situées entre Płock, Gąbin, Gostynin et Włocławek présentent une entité géographique et génétique. C'est un veritable pays de lacs: sur l'espace de 694,4 km² on y trouve 63 lacs ayant une surface d'ensemble de 19,42 km². Telle est la région qui a été l'objet de nos études géologiques et hydrographiques.

La génèse des lacs. Le secteur de la vallée de la Vistule dont il s'agit a été envahi par une récurrence de la dernière glaciation.

Les frais paysages glaciaires y apparaissent sous forme de moraines frontales, d'åsars et de lacs. Le lac Zdworskie (situé le plus à l'Est) est entouré au Nord et à l'Est par des moraines terminales. Plus loin vers l'W, le sol est uni et ce n'est qu'aux environs du village Nowe Rumunki que nous rencontrons un rempart de moraine frontale (111 m) qui s'étend en travers de terrasse depuis le lac de Łąck et qui est interrompu par le lac de Ciechomice (vel Grabina) qui est un exemple typique de lac de chenau glaciaire (en allem. *Rinnensee*). Entre le bord méridional du lac Zdworskie et le bord du plateau se trouve un chapelet d'åsars atteignant 20 m de hauteur relative. On voit le prolongement de ces åsars plus loin vers le NW, sur les rives septentrionales du lac Małe Łąckie. Parmi les matériaux dont se composent les åsars et les moraines, prédomine le sable avec des graviers et des cailloux, tandis que les blocs plus volumineux se rencontrent rarement. A l'Ouest de la voie ferrée, les paysages morainiques perdent graduellement leur caractère car ils ont été remodelés par les facteurs éoliens et, plus loin encore, apparaissent des remarquables séries de dunes paraboliques qui s'étendent jusqu'à Włocławek. Néanmoins, dans les socles des dunes et dans les espaces plats qui les séparent, on voit des matériaux de moraines de fond et, parfois même, de gros blocs. Deux trainées de lacs,

partiellement situés entre les dunes, ont une origine indépendante de celles-ci malgré une fausse apparence.

Le glacier principal de la vallée subissait une diffluence sous forme d'un lobe étroit qui, de la vallée de l'ancienne Vistule aux environs de Gostynin, transfluait vers les Sud dans une petite vallée tributaire préexistante. Près de Gostynin nous rencontrons un chenal glaciaire typique dans lequel se trouve un long åsar et, à côté de celui-ci, de petits mais profonds lacs d'évorsion.

Ce glacier devait être mince car il a débordé de la vallée de la Vistule seulement auprès de Gostynin, sa moraine de fond ne mesure que quelques mètres d'épaisseur et il semble n'avoir pas exercé une exaration plus considérable. Au contraire l'activité des eaux sous-glaciaires a été très vive et a produit de longs chapelets de lacs. La fraîcheur des formes d'accumulation dans la partie terminale (à l'E), leur effacement rapide vers l'Ouest et les beaux champs de dunes développées plus près de Włocławek, font supposer que c'est justement du côté oriental que les glaciers se sont maintenus plus longtemps sous forme d'une masse isolée de glace morte, tandis que dans la partie occidentale ils ont fondu plus vite et que par la suite les processus de destruction y sont plus avancés.

Le soubassement de la moraine sableuse est constitué par les argiles rubanées; toutefois elles se sont déposées sans la participation de notre glacier: elles sont plus anciennes et appartiennent à l'époque interglaciaire. Plus profondément réposent les argiles pliocènes, leur niveau est variable, cependant elles affleurent dans quelques endroits aux bords de la Vistule.

Les eaux subglaciaires coulaient principalement par deux longs tunnels et ont formé les lacs, que nous voyons actuellement alignés le long de la vallée.

Le premier chapelet de lacs commence par celui de Grzywno près de Włocławek (voir la carte à la fig. 9) est continue par Radyszyńskie (10,9 m du profondeur max.), Telężna vers Gościąż, situé près du village de Jazy. Ici les eaux subglaciaires rencontraient la contrepente et c'est en ce point qu'elles ont donné leur plus grand effort, en creusant une cuvette de 25,8 m de profondeur dont le fond descend au-dessous du niveau de la Vistule (fig. 1).

Le second tunnel était plus long, car il suivait toute la longueur du lobe glaciaire. Il commençait même à l'E de Włocławek et formait les lacs Wikaryjskie, Wójtowskie, Dzielno. Les anneaux suivants de ce chapelet — les lacs de Lubiechowo, Krzewent, Goreń — ne portent pas les empreintes d'une forte évorsion, car la vallée de la Vistule s'élargis-

sait en ces endroits et les eaux subglaciaires suivaient les fentes du glacier. Plus loin le tunnel subglaciaire bifurquait vers l'E et SE. La seconde direction est marquée par les lacs Radziszewskie, Czarne, Zuzinowskie, Przytomno et quelques autres. Le dernier de ces lacs — Kocioł (= marmite), situé près de Gostynin, n'ayant que 4,1 ha de surface, se distingue par sa profondeur considérable (16,6 m). C'est une marmite d'évorsion typique, associée avec les åsar et formée sur la contre-pente du terrain.

La branche de l'Est commence par le lac Skrzyneckie dont la bathymétrie indique que les eaux y étaient sous pression. Les anneaux suivants de ce chapelet, les lacs Lucieńskie et Bielskie montrent l'approfondissement du chenal subglaciaire et le renforcement de l'évorsion. On constate de nouveau ce phénomène au point où le fond de la vallée monte, et les eaux subglaciaires, étant génées dans leur écoulement, descendaient à la plus grande profondeur. Ainsi le fond du lac Bielskie (31,3 m du profondeur max.) est situé au-dessous du niveau de la Vistule (fig. 2). Le chaos d'écoulement subglaciaire, occasionné par la contre-pente, s'exprime encore par la branche des lacs de Sędeń, dirigé vers NE.

Toutefois la direction prépondérante se conservait jusqu'au front du glacier. Près du village Grabina, nous observons deux lacs Ciechomskie (fig. 8). Malgré la forme typique, leurs dimensions et leurs profondeurs sont moins considérables, car ils se sont formés près du front du glacier où les eaux sortaient à l'air libre. Dans le régime terminal se sont formés encore les deux lacs Łąckie et celui de Zdworskie, situés sous l'escarpement de la terrasse. Les rigoles dans le fond, ainsi que les åsar avoisinants, indiquent qu'ils se sont formées sous l'influence des eaux subglaciaires, mais en même temps le lac Zdworskie est dû aux moraines frontales qui l'entourent.

Le grand lac Rakutowskie a une origine particulière, car il resulte de la difficulté du drainage actuel, laquelle surmonte la nappe phréatique. En conséquence son surface varie de plusieurs dizaines d'hectares en même temps que son niveau change de 10 cm, la profondeur étant trés petit (2,5 m).

Les bassins hydrographiques (voir carte fig. 9). Le réseau fluvial est peu développé grâce à la perméabilité du sol. Le drainage ne se distingue pas beaucoup de celui qui s'était établi peu après le recul du glacier. C'est surtout à l'Est de notre région qu'il se trouve encore au stade primordial. En plusieurs endroits, le drainage se fait par l'entremise des bandes marécageuses, dont l'importance augmente à mesure de la construction des canaux. Ainsi l'homme modifie

même les espaces des bassins hydrographiques. Les dunes n'influent pas sur le lignes de partage des eaux, leur importance reste limité aux détails.

Les lignes par lesquelles s'écoulaient les eaux fluvioglaciaires ont perdu leur continuité en ce sense que les eaux trouvaient un trajet plus court pour se rendre à la Vistule. Les lacs du premier chapelet deversent leurs eaux dans le fleuve principal par trois rivières, formant ainsi trois petits bassins, à savoir Radyszynka, Zuzałka et Ruda. C'est encore ici qu'aboutissent les eaux des lacs qui forment l'anneau occidental du second chapelet. Les lignes de partage entre ces petits bassins dépendent de la surface tertiaire du soubassement. Dans la moitié Est de notre région on distingue deux zônes qui se conforment à la direction de la Vistule, c'est-à-dire de l'ESE à l'WNW. La zône septentrionale est un vaste champ de dunes qui comporte les petis bassins ci dessus mentionnés. La zône méridionale est une dépression marécageuse limitée au Nord par le rempart des dunes et au Sud pas l'escarpement de la terrasse. Les eaux sont drainées d'ici par la rivière Rakutówka qui forme une longue boucle. Ce bassin comporte l'embranchement SE du second chapelet des lacs et ainsi s'avance sous Gostynin.

Le fragment central du chapelet principal des lacs trouvait son embouchure par l'entremise de la Skrwa. Entre ce bassin et celui de Rakutówka existe une bifurcation dans les environs de Gostynin. Son évolution est présentée par la fig. 5. Enfin le bassin de Ciechomice embrasse l'extrémité Est du chapelet des lacs. Il est privé d'écoulement superficiel et décharge ses eaux par la voie souterraine vers la Vistule.

Les bassins hydrographiques de Rakutówka, de Skrwa et de Ciechomice embrassent encore un territoire situé sur le plateau morainique adjacent au Sud, bien qu'il ne contienne que deux petits lacs. La surface totale du plateau faisant partie de nos bassins est 365,5 km², tandis que sur les terrasses ils occupent 694,4 km².

L'énumération des lacs qui appartiennent à chaque bassin et leurs éléments hydrographiques se trouvent dans les listes insérées dans le texte polonais.

Hydrographie. Le tableau d'assemblage de toutes les surfaces, volumes des eaux lacustres et provenante des précipitations atmosphériques figure à la page 43. La somme moyenne annuelle des précipitations est de 510 mm et le volume total des lacs ne contient que $^1/_8$ de la précipitation annuelle. Vingt sept lacs sont privés de tout écoulement superficiel, certains autres en ont un artificiel ou périodique, comme par ex. Ciechomskie, les autres se déchargent par l'entremise

des marécages. Le drainage souterrain prédomine et l'écoulement superficiel n'a pas d'importance. Ce fait a rendu difficile l'évaluation du bilan des eaux en chiffres.

Quantité des lacs portent les traces de dépérissement plus ou moins lent. Toutefois ce processus ne dépend ni de la grandeur ni de l'absence des affluents ou de l'écoulement, mais de la circulation des eaux souterraines.

Le régime thérmique est, bien entendu, temperé. La fig. 10 b présente la position de la couche critique *(Sprungsschicht)* dans certains lacs. La fig. 10 a — l'inversion de la stratification thérmique en hiver. La température des couches profondes n'atteint pas $+4^0$ centigrades, cependant dans les lacs peu profonds à 1 m elle est déjà de $+4{,}5^0$ et s'éléve au fond à $5{,}8^0$.

* * *

La surface totale des 63 lacs de Gostynin est de 1.942 *ha*; notre étude morphométrique ne concerne que 40 lacs à une surface de 1.787 *ha*. Pour suivre le présent résumé il faut examiner la „table morphométrique" ainsi que les tables du texte polonais qui sont munies d'explications en français.

On voit sur la table I que les lacs à surface supérieure à 10 *ha* font à peu près la moitié du nombre des lacs de notre région; leur surface totale équivaut à 1.798 *ha*. Les quatre les plus grands lacs occupent 1.057 *ha* ce qui fait 54% de la surface lacustre de la région. La surface des lacs inférieurs à 10 *ha* atteint 144 *ha*, c'est à dire $7^1/_2\%$ de la surface du groupe.

La table II montre qu'il n'y a que 3 lacs dont la profondeur dépasse 20 *m*. La profondeur moyenne la plus grande c'est celle du lac Bielskie — 9·9 *m*. Le lac Lucieńskie a le plus grand volume — 17,000.000 m^3. Le Bielskie n'a que 15,000.000 m^3. Ces deux lacs, pris ensemble, renferment 46% des eaux du groupe (voir aussi les courbes bathygraphiques). Le lac Rakutowskie dont la surface est supérieure à 350 *ha* a un petit volume — 2,570.000 m^3; sa profondeur moyenne très basse — 70 *cm* — en donne une explication. Le volume des 40 lacs figurant sur la table morphométrique atteint 68,180.000 m^3; si l'on évalue à 1,570.000 m^3 le volume des autres lacs, (au nombre de 22), on arrive au chiffre 69,750.000 m^3 représentant le volume total des lacs de Gostynin. La profondeur moyenne des lacs de cette région, calculée d'après le volume total, est de 3·6 *m;* elle est sensiblement plus basse que celle des lacs de la région voisine de Posnanie qui atteint 6·3 *m* [**27**] ou celle de la Poméranie polonaise, sur la rive gauche de la Vistule, qui dépasse 8 *m*.

La profondeur relative s'exprime par la formule $r = \frac{h}{\sqrt{F}}$, où h — la profondeur maximum, F — la surface. Les calculs basés sur les données relatives à 288 lacs de la plaine de la Pologne, indiquent (table XI) que lorsque la surface des lacs accroît, leur profondeur relative décroît. On remarque la même dépendance dans la région de Gostynin (voir la table morphométrique). Dans cette région c'est le lac Kocioł qui atteint la plus grande valeur de la profondeur relative — 0·08. C'est probablement le plus haut chiffre qui soit jusqu' ici connu dans toute la plaine de la Pologne; naturellement les lacs de haute montagne ont des valeurs plus élevées: le Czarny Staw dans les Tatras atteint, par exemple, presque 0·2. Le lac Rakutowskie a la profondeur relative la plus petite dans notre région — 0·001. Ce lac est caractérisé aussi par une valeur très basse de la pente moyenne — 10′; le lac Kocioł, au contraire, se distingue aussi par une valeur assez grande de la pente moyenne — 9°40′.

Le calcul du volume et de la profondeur moyenne soulèvent certaines questions méthodiques. On considére généralement la formule de Simpson comme le moyen les plus précis de déterminer le volume. Toutefois on rencontre des opinions inexactes en ce qui concerne l'application de cette formule. Par exemple, d'après Heiderich [11] elle exige une inclinaison uniforme entre les courbes de niveau („gleichmässiges Ansteigen der Neigungsfläche zwischen den einzelnen Isohypsen"). En réalité, en appliquant la formule de Simpson nous remplaçons la courbe hypsographique de la forme du terrain par une parabole $y = ax^2 + bx + c$ ou par une série des courbes paraboliques de 3-me degré $y = ax^3 + bx^2 + cx + d$ qui renferment la même surface que la courbe de 2e degré. La formule de Simpson fournissant des résultats précis pour les surfaces ayant comme courbe hypsographique une parabole de 3-me degré au maximum, par conséquent, son application ne se borne pas aux surfaces à l'inclinaison uniforme (cônes, prismatoïdes); elle donne, par exemple, des résultats précis pour une surface ellipsoïdale ou paraboloïdale. L'avantage que présente la méthode de Simpson sur celle de la moyenne arithmétique des surfaces des isobathes (formule 2 du texte polonais) et celle des cônes, est qu'en l'appliquant nous faisons passer par tous les 3 points de la courbe hypsographique une parabole concave ou convexe, suivant la situation de ces points. Lorsque nous nous servons de la méthode de la moyenne arithmétique des surfaces des isobathes, nous remplaçons la courbe hypsographique par les droites; en employant la méthode des cônes — par une guirlande d'arcs paraboliques concaves. En conséquence la

courbe hypsographique résultant de l'application de la formule de Simpson doit, en cas général, mieux s'adapter au parcours de la courbe remplacée que les courbes que l'on introduit par les deux autres méthodes. La méthode de Simpson est, pour ainsi dire, élastique: elle fournit des résultats exacts pour des surfaces différentes. Au contraire, la méthode de la moyenne arithmétique des surfaces des isobathes n'est applicable, *sensu stricto,* qu' aux paraboloïdes et la troisième méthode — aux cônes. Néanmoins cette supériorité de la méthode de Simpson ne nous donne aucune garantie que les résultats seront plus rapprochés de la vérité que ceux obtenus par les deux autres méthodes. Tout dépend de la forme de la courbe hypsographique: si cette dernière a un parcours capricieux, il peut arriver, par exemple, que les fautes se supprimant mutuellement, la méthode de la moyenne arithmétique des surfaces des isobathes donne des résultats plus exacts que la formule de Simpson.

Les différences entre les résultats de ces 3 méthodes étant assez petites (tables IV, V et VI), nous croyons avec Halbfass [8] que la méthode de la moyenne des surfaces des isobathes peut etre considérée comme suffisament exacte dans la plupart des cas.

Il existe une opinion que lorsqu' il s'agit des lacs à cuvette compliquée, il faut donner la préférence à la méthode des surfaces coniques sur la méthode de la moyenne des surfaces des isobathes qui serait à appliquer seulement aux lacs à cuvette simple. Toutefois, chacune de ces deux méthodes ne donne des résultats exacts que pour les cuvettes lacustres rapprochées à une surface mathématique bien determinée — paraboloïdale ou conique. Par conséquent, nous croyons que c'est la forme de cette surface mathématique qui doit indiquer laquelle de ces deux méthodes donnera de meilleurs résultats. Quand il s'agit d'une cuvette conique ou concave, dans le sens de Peucker, il serait mieux d'appliquer la méthode des cônes. Il faut ajouter, néanmoins, que dans ce cas on pourrait remplacer la dernière méthode par celle de Simpson qui est beacoup plus simple et dont l'application serait à recommander dans toutes les études morphométriques plus précises.

Dans la table VII nous comparons les résultats de la profondeur moyenne, obtenus par la méthode de la moyenne arithmétique des sondages et ceux qui résultent des méthodes de Simpson et de la moyenne des surfaces des isobathes. On y voit que les différences sont considérables. La première méthode est bien inférieure aux autres méthodes discutées.

La table VIII présente la valeur du rapport entre la profondeur moyenne et la profondeur maximum. Dans les cinq premiers lacs ce

rapport atteint presque 0·6 ou davantage. Ce sont des lacs à cuvette „convexe". Dans les deux premiers lacs on remarque un contraste frappant entre, les versants de la partie supérieu de la recuvette et le fond, ce qui fait augmenter la valeur de ce rapport presque jusqu'à 0·7. Les trois lacs suivants: Ciechomskie SE, Skrzyneckie et Krzewenckie, ont une cuvette plus uniformement convexe, sans un contraste si net entre la partie supérieure et inférieure. Les lacs Czarne et Sumino nous offrent des exemples des cuvettes rapprochées aux paraboloïdes — la valeur de ce rapport est égale ou bien proche à 0·5.

Dans la dernière colonne de cette table nous voyons des lacs avec des valeurs basses du rapport entre la profondeur moyenne et la profondeur maximum. Dans les lacs Rakutowskie et Kocioł ceci est dû à la forme de la cuvette, rapprochée à la surface conique. Les lacs Wikaryjskie, Bielskie et Gościąż ont des cuvettes avec des cavités d'evorsion, d'où la valeur de ce rapport dépasse à peine 0·3 et dans Gościąe n'est que 0·22. Le rapport entre la profondeur moyenne et maximum żst un élement morphométrique de l'importance primordiale [7]; il caractérise assez bien la forme de la cuvette lacustre et possède une signification géométrique concrète. Ce rapport mérite d'avoir un terme spécial (indice bathymétrique?) Il dépend aussi de la surface des lacs, comme l'indiquent les calculs concernant à peu près 200 lacs de la plaine de la Pologne. On voit sur la table IX que les lacs ayant des valeurs élevées de ce rapport ont, en général, une surface plus petite que ceux avec les valeurs basses. La même relation se laisse aussi voir dans les lacs de la région de Gostynin (table X).

TABLICA MORFOMETRYCZNA — *TABLE MORPHOMÉTRIQUE*

No	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Wzniesienie n. p. m. *Altitude*	Długość maks. m *Longueur max. m*	Szerokość maks. m *Largeur max. m*	Powierzchnia ha *Surface ha*	Linja brzegowa *Circonférence*		Głębokość m *Profondeur m*		Pojemność tys. m^3 *Volume milliers m^3*	Głębokość wzgl. *Profondeur relat.*	Srednie nachylenie stoków *Pente moyenne*	Ilość sondowań *Nombre des sondages*		Kto sondował *Sondé par*	Rok *Année*
						Długość m *Longueur*	Rozwój *Dévelop.-nt*	Największa *Maximum*	Średnia *Moyenne*				Absol.	Na ha *Par ha*		
1.	Biélskie	73	2.975	775	150·2[1])	6·9	1·59	31·3	9·9	14.885	0.026	4°	377	2·5	Prószyński, Rühle	1928
2.	Brzózka	62	250	180	3·1	0·7	1·06	1·3	0·6	20	0.007	—	8	2·6	Jaczynowski	1925
3.	Ciechomskie NW Wielkie . . .	75	1.900	300	43·1	4·8	2·06	5·5	2·9	1.260	0.008	2°45′	61	1·4	Lencewicz	1921
4.	Ciechomskie SE Grabińskie . .	75	1.805	305	41·9	4·6	1·90	6·8	4·4	1.835	0.010	3°35′	94	2·2	„	1921
5.	Czarne	75[2])	500	220	8·8	1·2	1·14	7 0	3·6	320	0.024	6°	110	12·6	„	1922
6.	Czarne na S od Glinek	62	390	180	4·8	0·9	1·13	6·5	3·1	150	0·030	5°20′	14	2·9	Rühle	1928
7.	Czarne pod Radyszynem . .	60	230	165	3·0[3])	0·6	1·04	4·0	2·7	80	0.023	4°5′	23	7 6	Prószyński, Rühle	1928
8.	Drzesińskie . . .	73	670	300	13·8	1·7	1.26	2·1	1·3	175	0.006	—	16	1·1	Rühle	1928
9.	Dzielno	69	235	185	2·9	0·6	1·07	7·2	2·8	85	0.042	6°	13	4·5	„	1928
10.	Goreńskie . . .	72·5	2.125	495	55·3	4·9	1·86	6·1	3·0	1.670	0.008	2°5′	101	1·8	Kossmann	1926
11.	Gościąż na Jazach	62	1.200	690	46·9[4])	3·4	1·44	25·8	5 8	2.700	0.038	4°25′	338	7·2	Jaczynowski	1925
12.	Gościąż	80	800	250	13·9	1·6	1·23	2·1	1·3	175	0.006	—	13	0·9	Rühle	1928
13.	Kocioł	82	290	185	4·1[5])	0·8	1·06	16·6	6·1	250	0.082	9°40′	29	7·1	Lencewicz	1922
14.	Krzewenckie . .	72·5	1.480	385	38·1[3])	3·6	1·60	7·6	4·4	1.675	0.012	3°	151	3·8	Kossmann, Prószyński	1926
15.	Lubaty	76	700	255	9·5	1·7	1·56	2·4	1·3	125	0.008	—	11	1·2	Rühle	1928
16.	Lubiechowo . .	72·5	595	380	16·8[4])	1·6	1·11	4·0	2·7	460	0.010	1°55′	45	2·7	Prószyński, Kudławiec	1928

17.	Lucieńskie . . .	72·8	3.285	930	203·3	7·6	1·50	20·0	8·4	17.015	0.014	2°40′	382	1·9	Lencewicz	1922
18.	Łąckie Wielkie .	78	1.420	740	61·2	4·2	1·48	7·0	3·8	2.335	0.009	1°50′	52	0·8	„	1921
19.	Łąkie	59	580	140	5·8	1·3	1·94	6·0	2·8	160	0.025	—	10	1·7	Prószyński	1928
20.	Mielec	62	350	325	6·9[4])	1·1	1·20	1·5	0·6	40	0.006	—	14	2·0	Jaczynowski	1925
21.	Przytomno . . .	79·2	1.590	340	36·6	3·8	1·77	9·0	4·8	1.760	0.015	3°50′	106	2·9	Kossmann, Kudławiec	1926
22.	Radyszyn	59	1.110	430	31·1[3])	2·8	1·42	10·9	4·7	1.455	0.020	3°35′	110	3·5	Prószyński, Rühle	1928
23.	Radziszewskie .	75[2])	625	205	8·5[4])	1·4	1·32	2·9	1·5	125	0.010	—	51	6·0	Lencewicz	1928
24.	Rakutowskie . .	72·5[6])	2.520	2·120	351·2	8·5	1·32	2·5	0·7	2.565	0.001	10′	18	0·05	Wedł. planu meljorac.	
25.	Rybnica	58	500	200	7·6	1·2	1·23	4·6	2·3	175	0.017	—	4	1·9	Prószyński	1928
26.	Sędeń Jeziorce .	68	285	235	4·6	0·8	1·06	3·1	2·0	90	0.015	—	11	2·4	Rühle	1928
27.	Sędeń Jeziorkowo	69	650	360	14·2	1·6	1·19	4·4	2·8	400	0.012	—	22	1·5	„	1928
28.	Sędeń Mały . . .	73	595	170	6·0	1·6	1·73	2·5	1·1	65	0.010	—	13	2·2	„	1928
29.	Skrzyneckie . . .	73·5[7])	1.080	365	29·2[3])	2·5	1·31	10·3	6·1	1.775	0.019	4°10′	160	5·5	Lencewicz	1922
30.	Sumino	74·3[7])	1.670	285	35·6	3·6	1·70	7·0	3·5	1.235	0.011	2°50′	51	1·4	Rühle	1928
31.	Święte	65	385	170	4·1	0·9	1·23	4·6	2·1	85	0.023	—	11	2·7	„	1928
32.	Telężna	63	800	545	25·6	2·1	1·15	2·7	1·3	340	0.005	50′	14	0·5	„	1928
33.	Widuń	65	570	270	13·8[4])	1·6	1·25	3·6	1·3	185	0.010	—	21	1·5	Jaczynowski	1925
34.	Wikaryjskie . . .	65	1.750	690	65·9[4])	5·0	1·73	13·6	4·2	2.750	0.017	2°40′	197	3·3	„	1925
35.	Wirzchoń	62	610	390	15·3[4])	1·8	1·30	1·7	0 9	130	0.004	—	33	2 2	„	1925
36.	Wójtowskie N .	67	530	280	10·6	1·3	1·08	6.5	3·2	335	0.019	3°10′	16	1·5	Rühle	1928
37.	Wójtowskie SE .	67	850	375	20·6	2·1	1·29	8·0	3·1	635	0.017	2°25′	17	0·8	„	1928
38.	Wójtowskie SW .	67	385	375	9·2	1·2	1·11	8·5	3·8	355	0.028	3°50′	17	1·8	„	1928
39.	Zdworskie . . .	79	3.480	1.450	352·8	8·8	1·31	5·4	2·3	8.045	0.003	30′	225	0·6	Gumiński, Nechay	1924
40.	Zuzinowskie . .	79	970	185	10·7[8])	2·4	2·06	6·4	2·6	280	0.025	—	22	2·0	Rühle	1928

[1]) Według planu 1:10.000. — [2]) Wysokość według planu meljoracyjnego 1:5000. — [3]) Według planu 1:2500. — [4]) Według planu 1:5000. — [5]) Według planu 1:1000. — [6]) Poziom dawny według mapy 1:25.000. — [7]) Wysokość według niwelacji Zakładu Geograf. Uniw. Warsz. — [8]) Według uzupełnionej w terenie mapy 1:25.000.

ALFABETYCZNY SPIS JEZIOR

Synonimy drukowane kursywą; w nawiasach nazwy o wątpliwem brzmieniu, zaczerpnięte z rozmaitych map. — Jeziora, leżące w powiecie gostyńskim, oznaczono literą g, leżące w powiecie włocławskim — literą w.

INDEX ALPHABÉTIQUE DES LACS.

Les synonymes sont imprimés en italique; g = *district de Gostynin,* w = *district de Włocławek.*

No	Nazwy jezior *Noms des lacs*	Spółrzędne geogr. środków jezior *Coordonnées géogr. des centres des lacs* φ	λ E Ferro	Arkusze mapy polsk. 1:100.000 *Feuilles de la carte polonaise au 100.000* Pas *Zone*	Słup Colonne	Strona tekstu *Page du texte*
1.	*Białe,* Biélskie g . . .	52°29,6′	37°11,0′	39	29	34
2.	Brzózka w	52°35,2′	37°01,1′	38	29	21
3.	w Chojénku g	52°27,8′	37°05,4′	39	29	30
4.	Chrapka w	52°35,1′	36°58,1′	38	28	20
5.	Ciechomskie NW g . .	52°28,8′	37°19,5′	39	29	39
6.	Ciechomskie SE g . .	52°28,0′	37°20,7′	39	29	40
7.	Czarne w	52°30,1′	37°00,5′	38 39	29 29	30
8.	Czarne S od Glinek w . .	52°37,8′	36°44,8′	38	28	22
9.	Czarne W od Goréinia g .	52°31,6′	36°57,3′	38	28	28
10.	Czarne E od Nagodowa Dużego g	52°26,7′	37°06,9′	39	29	31
11.	Czarne W od Radyszyna w	52°36,7′	36°49,6′	38	28	19
—	w Czermnie g	52°24,5′	37°28,6′	39	29	—
24.	*Długie* (Dolce, Dolec-spuszczone) w	52°27,9′	37°01,3′	39	29	24
12.	Drzesińskie *(Drzeszno)* g	52°29,4′	37°12,8′	39	29	36
32.	Łąckie Małe g	52°27,4′	37°18,3′	39	29	38
33.	Łąckie Wielkie g . . .	52°27,9′	37°17,8′	39	29	38
34.	Łąkie S od Chrapki w . .	52°34,9′	36°58,1′	38	28	20
35.	Łąkie NW od Radyszyna w	52°37,1′	36°49,0′	38	28	19
15,	vel *48. Łowiznowo*					
36.	Łuba *(Łubnia)* w . . .	52°38,1′	36°40,8′	38	28	27
34.	*(Łuka)*					
45.	*Mamlice*					
37.	Mielec *(Mieloc)* w . . .	52°35,0′	37°00,0′	38 38	28 29	22
38.	Popówek g	52°27,8′	37°04,3′	39	29	30
39.	Przytomno g	52°28,6′	37°03,2′	39	29	30
40	Radyszyn, *Radzyszyn* w	52°36,8′	36°50,1′	38	28	20
41.	Radziszewskie w	52°30,3′	37°00,0′	38 38	28 29	30
42.	Rakutowskie w	52°32,1′	36°54,3′	38	28	27

13.	Dzielno w	52°33,9′	36°52,0′	38	28	23
14.	Dziemionek w	52°37,7′	36°47,6′	38	28	18
16.	*Gąsak*					
17.	*Gąsiosz*					
62.	*Głowa, Główki*					
15.	Goréńskie *(Goreń)* g .	52°31,8′	36°58,2′	38	28	29
16.	Gościąż g	52°28,1′	37°03,1′	39	29	30
17.	Gościąż na Jazach w .	52°35,0′	37°00,7′	38	29	20
5.	*Górskie*					
6.	*Grabińskie*					
—	Grodziéńskie mniejsze w	52°2[illegible],5′	36°54,9′	39	28	26
—	Grodziéńskie większe w	52°28,3′	36°54,4′	39	28	26
18.	Grzywno w	52°38,4′	36°45,3′	38	28	18
39.	*Huciéńskie*					
2, 17, 37, 56.	*Jazy*					
19.	Jedwabno w	52°36,7′	36°46,4′	38	28	22
20.	Jeziorce g	52°30,3′	37°16,7′	38	29	40
21.	Jeziorkowo g	52°30,4′	37°15,7′	38	29	40
22.	w Kłótnie w	52°29,2′	36°55,7′	39	28	31
23.	Kocioł g	52°26,3′	37°07,2′	39	29	32
24.	Krzewenckie *(Krzewent)* g	52°32,5′	36°56,3′	38	28	28
25.	Krzywe Błoto w	52°38,6′	36°42,8′	38	28	27
26.	w Krzywem g	52°27,6′	37°03,7′	39	29	31
27.	w Lubatach w	52°31,0′	37°02,7′	38	29	33
28.	na E od Lubat w . . .	52°30,7′	37°03,8′	38	29	33
29.	Lubiechowo *(-skie)* w .	52°32,9′	36°55,2′	38	28	28
30.	*Lucień*, Luciéńskie g . .	52°30,1′	37°07,0′	(38 (39	29) 29)	33
31.	w Luciéńskich Budach g	52°29,9′	37°05,7′	39	29	33
43.	w Rumunkach Troszyńskich g	52°26,1′	37°26,7′	39	29	—
44.	Rybnica w	52°37,7′	36°48,4′	38	28	19
20, 21.	*Sędeń*					
45.	Sędeń Mały g	52°30,2′	37°13,5′	38	29	36
46.	w Sędeniu Małym (W) g	52°30,2′	37°12,9′	38	29	36
47.	w Sędeniu Wielkim g .	52°30,2′	37°14,6′	38	29	40
48.	Skrzyneckie w	52°31,3′	36°59,9′	(38 (38	28) 29)	29
49.	Sumino *(Sumin)* g . .	52°29,0′	37°11,6′	39	29	33
50.	Świenno, *Świetno* w . .	52°35,1′	36°57,7′	38	28	20
50.	*Święte*					
51.	Telężna w	52°35,2′	36°55,0′	38	28	20
52.	Trzebowskie w	52°29,1′	37°00,7′	39	29	30
53.	Widuń, *Widoń* w . . .	52°35,8′	36°48,0′	38	28	22
42.	*Wielgie (Wielkie)*					
5.	*Wielkie*					
54.	*Wielkie*					
54.	Wikaryjskie w	52°36,3′	36°47,5′	38	28	22
55.	pod Wincentowem g . .	52°27,0′	37°19,4′	39	29	37
56.	Wirzchoń, *Wierszchań* w	52°35,3′	37°01,3′	38	29	20
57.	pod st. Włocławek kolejki wąskotor. w	52°38,9′	36°43,8′	38	28	27
58.	Wójtowskie N w . . .	52°35,3′	36°49,8′	38	28	23
59.	Wójtowskie SE w . . .	52°34,9′	36°50,0′	38	28	23
60.	Wójtowskie SW w . .	52°35,1′	36°49,3′	38	28	23
61.	Zdwórskie g	52°26,2′	37°21,4′	39	29	37
62.	Zuzinowskie g	52°29,4′	37°02,0′	39	29	30
63.	Żłoby w	52°31,7′	36°55,8′	38	28	28

PLANY BATYMETRYCZNE JEZIOR GOSTYŃSKICH

Skala 1:20.000

ZLEWISKA: — *BASSINS:*

1 — Radyszynki, Zuzałki, Rudy, **2** — Rakutówki, **3** — Skrwy, **4** — Ciechomskie.

Izobaty ciągłe co 2 m, przerywane co 1 m. Punkty — miejsca sondowań, cyfry — głębokości maksymalne.
Isobathes continues par 2 m, discontinues par 1 m. Points—lieux des sondages, chiffres—profondeurs max.

1921—1928.

DRUKARNIA „ORBIS" KRAKÓW

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego.
Travaux exécutés à l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

№ 17.

WIKTOR NECHAY

STUDJA NAD GENEZĄ JEZIOR DOBRZYŃSKICH

ETUDE SUR LA GENÈSE DES LACS DE DOBRZYŃ

(Résumé à la page 39)

WARSZAWA
ODBITKA Z TOMU XII PRZEGLĄDU GEOGRAFICZNEGO
1932

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego.
Travaux exécutés á l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie.

№ 17.

WIKTOR NECHAY

STUDJA NAD GENEZĄ JEZIOR DOBRZYŃSKICH

ETUDE SUR LA GENÈSE DES LACS DE DOBRZYŃ

(Résumé à la page 39)

WARSZAWA
ODBITKA Z TOMU XII PRZEGLĄDU GEOGRAFICZEGO
1932

Czcionkami Drukarni Geograficznej „ORBIS“, Kraków-Dębniki, Barska 41.

WIKTOR NECHAY

Studja nad genezą jezior Dobrzyńskich

(Etudes sur la genèse des lacs de Dobrzyń)

W czasie przeprowadzania badań dyluwjalnych na obszarze ziemi Dobrzyńskiej z ramienia Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego w r. 1924, zwracałem baczną uwagę na liczne jeziora, znajdujące się w północnej i środkowej części terenu. Wywierają one wybitne piętno na rzeźbę krajobrazu, i są ważnym czynnikiem morfologicznym i gospodarczym.

Występowanie tych jezior wiąże się nietylko z przeszłością geologiczną ziemi Dobrzyńskiej z okresu ostatniego zlodzenia Polski, lecz także obecnie wraz z innemi cechami urzeźbienia decydują one, że tę połać Polski możemy uważać za pewnego typu odrębną jednostkę geograficzną, różną od sąsiednich krain. Świeżość form rzeźby ziemi Dobrzyńskiej, zwłaszcza w jej północnej części, a przedewszystkiem młodość jezior wiąże tę połać ziemi polskiej z pojezierzem Mazurskiem. Ziemia Dobrzyńska przedstawia typ pojezierza, które pod względem zajezierzenia zajmuje miejsce pośrednie pomiędzy pojezierzem Kujawskiem a Prusko-Mazurskiem; pojezierze Kujawskie posiada bowiem 1,4% powierzchni zajętej przez jeziora, pojezierze Brodnickie (południowo-zachodnia część pojezierza Prusko-Mazurskiego łącząca się bezpośrednio z ziemią Dobrzyńską) — 4,2% — w ziemi Dobrzyńskiej zaś znajduje się 1,6% powierzchni pokrytej jeziorami. Można przeto uważać ten obszar za pomost pojezierny, łączący Kujawy z pojezierzem Pruskiem, oddzielony od pierwszych doliną Wisły, a od drugiego doliną Drwęcy.

Na całym obszarze ziemi Dobrzyńskiej znajdują się 344 jeziora. Najwięcej jezior znajduje się w powiecie lipnowskim (167), następnie rypińskim (161), najmniej w sierpeckim, którego część zachodnia po rzekę Skrwę wchodzi w skład ziemi Dobrzyńskiej (14 jezior).

Wielkość jezior w hektarach.

Powiaty	0—1	1—10	10—20	20—50	50—100	100—200	ponad 200	Razem
sierpecki	9	4	1	—	—	—	—	14
rypiński	104	26	10	6	11	3	1	161
lipnowski	99	34	16	9	6	5	—	169
Ziemia Dob.	212	64	27	15	17	8	1	344

Już z przeglądu tej tabeli widać, że na obszarze ziemi Dobrzyńskiej znajduje się stosunkowo znaczne nagromadzenie jezior. Łączna ich powierzchnia zajmuje 39,2 km kw. Leżą one przeważnie w północno-zachodniej części ziemi Dobrzyńskiej o krajobrazie falistym, morenowym, na 2.710 km kw. powierzchni. Jeziora tej części zatem zajmują 1,6% powierzchni terenu.

W obliczeniu niniejszem uwzględniono obszar ograniczony od południa i zachodu Wisłą, północy — Drwęcą, wschodu — rzeką Skrwą, oraz linją biegnącą od źródeł Skrwy do Górzna, przeto całkowity teren badań dyluwjalnych z r. 1924 [17]. Obszar ten obejmuje następujące arkusze mapy 1:100.000: Dobrzyń nad Drwęcą, Rypin, Lipno, Sierpc, Włocławek, Płock, oraz skrawek mapy Gniewkowo. Znaczna ilość jezior znajdujących się w tym terenie, a również charakterystyczny krajobraz, wyróżniający się wybitnie od sąsiedniej równiny nadwiślańskiej i obszaru zandrowego na wschodzie śmiałością i świeżością form wzgórzy morenowych, decyduje o słuszności nazwy „pojezierza Dobrzyńskiego“ zastosowanej po raz pierwszy przez prof. J. Siemiradzkiego [28, 29].

O jeziorach ziemi Dobrzyńskiej znajdują się w literaturze naukowej jedynie wzmianki w pracach różnych badaczy-przyrodników, którzy zajmowali się niemi jedynie sporadycznie w związku z badanym tematem, natomiast osobnej pracy limnologicznej z tego terenu dotychczas niema, wyjąwszy krótkie artykuły jak Eugenjusza Dziewulskiego z r. 1880 i in. E. Dziewulski [2] opisał jeziora z okolicy wsi Żałe (Żałe, Kopiec i Kleszczyn). Pomiary głębokości zostały dokonane z łodzi przy pomocy ołowianki co 250 m. Na każdem jeziorze została przeprowadzona jedna tylko linja pomiarowa wzdłuż dłuższej osi jeziora. Pomiary te dają przeto słabe pojęcie o kształcie dna. Dane co do powierzchni jezior brał Dziewulski z map gruntowych. Poza charakterystyką namułu z dna jeziora Żałe, wykazem drobnoustrojów, mięczaków i owadów, znalezionych w niem, autor podaje jeszcze pomiar temperatury

z powierzchni i dna tego jeziora. Do pracy swej dołącza wyniki pomiarów głębokości, wykonanych przez Chełmickiego na jeziorze Sitnica i Trąbin. Później badał te jeziora przy okazji pracy botanicznej prof. Zaleski, który wykonywał sporadycznie, zależnie od potrzeby swych badań, pomiary głębokości; wyniki ich jednak nie zostały ogłoszone. W r. 1921 prof. Staff przy okazji badań ichtjologicznych zbadał jezioro Klonowo i Wielgie, wyniki tych badań nie zostały również opublikowane.

Ostatnio pomiary batymetryczne zostały przeprowadzone przez autora niniejszej pracy w latach 1923 i 1924. Zbadano 29 jezior pod względem batymetrycznem, morfologji brzegów i dna jeziora, oraz geologji i morfologji najbliższej okolicy. Zespół tych czynników dopiero zezwolił na określenie genezy poszczególnych grup jezior. Uwagi o genezie jezior Dobrzyńskich zostały już przedstawione w referacie na II. Zjeździe Geografów i Etnografów słowiańskich w Polsce w r. 1927 [18]. Szczegółowe jednak wyniki badań batymetrycznych i geologicznych nad owemi jeziorami przedstawiam dopiero w niniejszej pracy.

Badania batymetryczne miały za zadanie dostarczyć materjału do opracowania wniosków o genezie jezior Dobrzyńskich. To też ograniczyłem się głównie do sondowań głębokości, oraz do zbadania namułu z dna ciekawszych geologicznie jezior. Do pomiarów batymetrycznych posługiwałem się sondą Belloka, umieszczoną na lince z podziałką co $^1/_2$ m. Sonda ta wyciągała próbki namułu, który był badany na zawartość węglanu wapnia, piasku i części organicznych. Celem dokładnego umiejscowienia punktów sondowań posługiwałem się linką 100 m długą, z podziałką co 5 m. Obrawszy kierunek profilu wzdłuż którego sondowanie miało się odbywać, mierzyłem głębokości przy brzegu co 5 m, dalej co 10 m aż do skończenia linki, w ten sam sposób wykonywałem pomiary na brzegu przeciwległym. Na pozostałym do zbadania odcinku pośród jeziora mierzono odległości pomiędzy poszczególnemi pomiarami z łodzi 15-toma uderzeniami wioseł, co jak doświadczalnie stwierdziłem, wynosiło ok. 30 m. Przy pogodzie bez wiatru metoda ta okazała się dość dokładna, zwłaszcza na jeziorach rynnowych, natomiast na jeziorach szerszych ponad 300 m mogły powstać pewne niedokładności w umiejscowieniu punktu sondowania, nie mogłem ich jednak uniknąć wobec braku pomocników i precyzyjnych instrumentów. W badanym terenie przeważają jednak jeziora wąskie, a zaledwie kilka posiada szerokość ponad 300 m. Kierunki ciągu pomiarów były wyznaczane zapomocą busoli z wizjerem a równocześnie były znaczone na mapie.

Z szeregu punktów sondowań drogą interpolacji zostały wykonane plany batymetryczne w skali 1:5.000 z izobatami co 2 m. Na jeziorach

płytkich zaś co 1 m. Plany te przedstawiają dokładny obraz urzeźbienia dna. Poziom zwierciadła wody oraz kształt jeziora zostały na nich podane według map 1:25.000, a jedynie tam, gdzie istniały różnice w kształcie jeziora oraz w poziomie zwierciadła wody pomiędzy stanem rzeczywistym a mapą, czy to skutkiem spuszczenia jeziora czy też zmian naturalnych, wykonywałem plan jeziora na miejscu przez odpowiednie pomiary. Wysokość zwierciadła wody była kontrolowana przy pomocy niwelatorka kieszonkowego i klisimetra Gouliera przez nawiązanie do najbliższego punktu triangulacyjnego. Również wykonałem pomiary i plany wysp nie umieszczonych na mapach 1:25.000 np. na jeziorze Sumińskiem i Wielgiem. Ich położenie, kształt i wymiary zostały zmierzone zapomocą busoli i stolika mierniczego.

Ustalenie nazwy jezior nastręczało wiele trudności. Niektóre nazwy umieszczone na mapach nie są znane ani używane przez ludność. Ustalałem je według Słownika Geograficznego Ziem Polskich (31), a w razie braku w nim odpowiedniej nazwy, — na podstawie nazwy, używanej przez ludność miejscową. Nazwy jezior pochodzące od sąsiedniej miejscowości ustaliłem jako przymiotniki, tak jak je używa ludność miejscowa a nie jako rzeczowniki, jak to często znajdujemy na mapach i w Słowniku Geograficznym.

Za cenną pomoc i wskazówki, których udzielił mi prof. Lencewicz, składam w tem miejscu serdeczne podziękowanie. Dziękuję również gościnnemu obywatelstwu ziemi Dobrzyńskiej oraz Towarzystwu Naukowemu Płockiemu, które mi ogromnie pracę w terenie ułatwiło.

Geologja i morfologja.

Ziemia Dobrzyńska pod względem geomorfologicznym przedstawia typ krainy pojeziernej, wysuwającej się z obszaru pojezierza pruskomazurskiego na południowy zachód aż do doliny Wisły. Możemy na tym terenie wyróżnić cztery typy krajobrazu, pierwszy — równiny nadwiślańskiej, ciągnącej się pasem do 15 km szerokim nad Wisłą, drugi — biegnie na północ od poprzedniego i przedstawia krajobraz moreny czołowej (Kuppenlandschaft). Oddziela go od poprzedniego pas wzgórz moren czołowych, biegnących w kierunku północno-wschodnim od Ostrowitego do Górzna. Trzeci przedstawia krajobraz moreny dennej falistej, znajdującej się dalej na północy, czwarty — typ krajobrazu zandrowego, leży na wschód od obszaru moreny dennej i ciągnie się ku południowemu-wschodowi, aż do bagnisk nad rzeką Wkrą. Obramowanie zachodnie tworzy szeroka dolina Wisły, porzeźbiona tarasami i wydmami piaszczystemi. Jeziora, będące przedmiotem niniejszej pracy,

leżą przeważnie w obszarze krajobrazu morenowego, na równinie nadwiślańskiej są rzadkie i nie odgrywają w urzeźbieniu terenu wybitniejszej roli. Na obszarze zandrowym znajdują się one w pasie przymorenowym jako pozostałości rozlewisk wód polodowcowych. Natomiast jeziora znajdujące się w krajobrazie „pojeziernym" są genetycznie związane z historją dyluwjum i wywierają wybitne piętno na krajobraz.

Różne typy krajobrazu znajdują swój wykładnik w przeszłości geologicznej ziemi Dobrzyńskiej, gdyż przebieg i procesy zlodzenia w okresie dyluwjalnym były w znacznej mierze zależne od okresów poprzednich. Cały kompleks warstw dyluwjalnych spoczywa na trzeciorzędzie, który w wielu miejscach nad Wisłą i Drwęcą występuje na światło dzienne. Najstarszy poziom, jaki zauważono w otworach wiertniczych i kopalni lignitu we Włocławku, to zielone piaski oligoceńskie, spoczywające pod pokrywą formacji lignitowej. Badania prof. J. Lewińskiego [15], przeprowadzone w okolicy Włocławka na prawym brzegu Wisły, wykazały istnienie wału trzeciorzędowego o kierunku NW-SE, urozmaiconego kilkoma poprzecznemi elewacjami. Mniej więcej równolegle do tego wału nad Drwęcą biegnie podobne wypiętrzenie trzeciorzędu. Na prawym bowiem brzegu Drwęcy występuje kilkanaście wychodni pstrych iłów plioceńskich, które przedłużają się w kierunku wschodnim do ujścia Rypinicy a może i dalej znajdują się pod płaskowzgórzem Świedziebni. Te równoległe wały zamykają od strony północnej i południowej obszerną nieckę Dobrzyńską, wypełnioną utworami dyluwjalnemi. Wiercenie w Rypinie natrafiło na utwory trzeciorzędowe dopiero na głębokości 70,5 m, a również i inne wiercenia okolicy znajdują trzeciorzęd bardzo głęboko (np. w Lipnie na głęb. 88,5 m). Wypiętrzenie podłoża dyluwjum nad Drwęcą urozmaicone jest, podobnie jak nad Wisłą, poprzecznemi elewacjami, gdyż odkrywki pstrych iłów wynurzają się grupami przerwanemi i nie tworzą ciągłego pokładu na powierzchni.

Nieckowata konfiguracja trzeciorzędu w środkowej części obszaru miała decydujący wpływ na procesy nasuwania się lodu lądowego w czasie jego nawrotu. Wały moreny czołowej tak starsze jak i młodsze przebiegają w ścisłej zależności od rozmieszczenia wspomnianych wypiętrzeń trzeciorzędu. Oto oscylacja dobrzyńska nie dotarła swym zasięgiem wprost do doliny już istniejącej Wisły, lecz zatrzymała się od niej w odległości 15 km pod Ostrowitem i Orłowem na północnym stoku wspomnianego wypiętrzenia trzeciorzędu. Nawrót ten wtargnął na nasz obszar od północnego-zachodu nie zwartym frontem, lecz festonami, które przedarły się depresjami pomiędzy wspomnianemi ele-

wacjami trzeciorzędu nad Drwęcą. Na obszarze płaskowzgórza morenowego Świedziebni nie znajdujemy form akumulacji lodowcowej, a jedynie pokrywę litej gliny zwałowej moreny dennej, gdyż istniejący tam w podłożu dyluwjum cokół trzeciorzędu stanowił prawdopodobnie zaporę do wdarcia się nań prądu lodu lądowego. Moreny czołowe znajdujemy natomiast po obu stronach owego cokołu: pod Księtem z jednej a Rypinem z drugiej, południowej strony. Centrum ziemi Dobrzyńskiej pokrywa gruba powłoka dyluwjum z młodemi przeróżnemi formami akumulacji lodowcowej. Znajdujemy tu trzy pasy moren czołowych, kamesy, drumliny, ozy a również formy erozji strumieni z topnienia lodów, wypełnione licznemi jeziorami.

Pomiędzy częścią południowo-wschodnią a północno-zachodnią ziemi Dobrzyńskiej istnieje zasadnicza różnica wieku w urzeźbieniu krajobrazu. Zaznacza się ona nietylko w formach krajobrazu znacznie świeższych i młodszych w części północno-zachodniej aniżeli południowo-wschodniej, lecz także w większej głębokości jezior, jak również w odmiennym składzie petrograficznym głazów narzutowych i glin morenowych. Przebieg okresu dyluwjalnego w obu tych częściach ziemi Dobrzyńskiej był różny i da się ująć w następujące stadja:

1) cofanie się lodu lądowego ku północnemu wschodowi i krótki okres postoju na linji zniszczonych moren czołowych Ciołkowo—Gozdowo—Gójsk;

2) okres strumieniowania skutkiem topnienia lodu lądowego na obszarze pojezierza Prusko-Mazurskiego i budowy bałtyckiej moreny;

3) okres nasuwania się młodszej fazy zlodzenia dobrzyńskiego od strony północno-zachodniej i akumulacja moren czołowych pod *a*) Ostrowitem, *b*) Lipnem, *c*) moren rypińskich, oraz powstanie obszaru zandrowego we wschodniej części ziemi Dobrzyńskiej;

4) faza szybkiego topnienia festonów lodowych i dalszy proces tworzenia się zandru na wschodzie oraz zastoisk na pograniczu zandru i pasm morenowych;

5) polodowcowa faza zmian hydrograficznych i ustalanie się krajobrazu dzisiejszego.

Każda z wymienionych faz w odmienny sposób zaznaczyła się w powstaniu jezior. Na obszarze zasięgu fazy pierwszej jeziora są nieliczne, płytkie i ulegają stopniowemu zanikowi, natomiast często występują „oczka“. Ślady działania fazy drugiej są zniszczone i zatarte, występują jedynie pod utworami fazy następnej jako piaski i żwiry. Najwybitniejszy wpływ wywarła faza trzecia, charakteryzująca się licznemi głębokiemi jeziorami na zapolu moren czołowych, jeziorkami wzdłuż ozów i w terenie drumlinowym. Na obszarze działania fazy czwartej

znajdujemy wielkie pod względem wymiarów, a płytkie jeziora jako ślady dawnych zastoisk i rozlewisk wód topniejącego na północy lodu lądowego. Jeziora te leżą pośród bagnisk i mokradeł na obszarze zandrowym.

Hydrografja.

Ziemia Dobrzyńska leży w dorzeczu Wisły. Większą, północną jej część odwadnia Drwęca. Dział wodny pomiędzy Wisłą a Drwęcą przebiega wzdłuż moren czołowych ostatniego lodu lądowego. Biegnie od północy przez moreny czołowe pod Górznem, które tworzą dział pomiędzy Pissą, płynącą do Drwęcy, a Wkrą. Jedynie w okolicy jezior Bryńskich, leżących na ich przedpolu dział wodny przesunął się do krawędzi zandru, oddzielając te jeziora od dorzecza Wkry. To samo dotyczy strugi, odwadniającej jezioro Księte, która wciągnięta jest do systemu Pissy i Drwęcy. Cofnięcie się działu wodnego z moren na ich przedpola nastąpiło skutkiem przeciągnięcia jeziora Bryńskiego i Księtego, gdyż w postglacjale odpływały one na SE do Wkry, obecnie zaś do Pissy.

Dalej na południe dział wodny biegnie dokładnie granicą obszaru morenowego i zandru aż do Kamionki; tu ponownie przesuwa się on z grzbietu moren na ich przedpole, włączając górną Rypinicę do systemu Drwęcy. Zakrętowi moren czołowych na zachód towarzyszy odpowiedni zakręt działu wodnego, biegnie on południowym grzbietem moren chrostkowskich wzdłuż krawędzi rynny jeziora Moszczonne do moren, zamykających nieckę kikolską od wschodu. Pomiędzy Złotopolem a Konotopiem przechodzi na zachodnią stronę niecki kikolskiej poprzez bifirkujące jeziorko Sobiraj (na S od Konotopia). Jeziora niecki kikolskiej, które odpływały dawniej na południe do Mieni, zostały w postglacjale zdobyte przez Drwęcę, a jedynie małe jeziorko Święte odpływa do Mieni; jesteśmy przeto świadkami dokonującego się przeciągnięcia całej niecki kikolskiej do dorzecza Drwęcy i jej przewagi w walce z Wisłą o obszar dorzecza. Dalej na zachód dział wodny biegnie ku krawędzi doliny Wisły, poczem skręca grzbietami wydm ku NW. Pod Osówką przecina poprzecznie rynnę jeziora Steklińskiego wzdłuż drogi do Lubicza. Jezioro Steklińskie odpływało dawniej bezpośrednio do Wisły na poziomie tarasu wysokiego Wisły (66—68 m n. p. m.). Dzisiejsze połączenie na wschód do rzeczki Gnilszczyny, która wpada do Drwęcy, nastąpiło skutkiem przeciągnięcia strugi dopływowej ze wschodu przez Gnilszczynę w okolicy wsi Niedźwiedzia. Jako ślad dawnego odpływu jeziora do Wisły pozostała jedynie mała struga, która ginie w piaskach wydmowych wysokiego tarasu wiślanego. W dalszym swym przebiegu dział wodny biegnie do wzgórza

moreny czołowej pod Somsiecznem, znajdującego się na samej krawędzi doliny Wisły, poczem schodzi na wysoki taras Wisły, którym zmierza aż do ujścia Drwęcy.

Do dorzecza Drwęcy należą, licząc od wschodu, nast. rzeki i rynny jeziorne: Pissa, Rypinica, rynna jeziora Kiełpińskiego, Długiego, Trąbińskiego i Czarownicy, Ruziec, Gnilszczyna, odwadniająca nieckę kikolską i rynna jeziora Steklin. Południowy, mniejszy obszar ziemi Dobrzyńskiej należy bezpośrednio do dorzecza Wisły i Mieni lipnowskiej. Z większych rzeczek tego obszaru Wisła przyjmuje: Skrwę, Kamienicę, Makownicę i Chełmicę. Jeziora Skępskie i okolice Lipna odwadnia Mień lipnowska, której przeszłość zasługuje na większą uwagę. Mień lipnowska posiadała w czasie postoju lodu lądowego na linji moren rypińskich główne źródlisko w niecce kikolskiej i bezpośrednio po ustąpieniu jęzora kikolskiego odwadniała jeziora Kikolskie oraz jeziora powstałe na krawędzi festonu lodowego jak Moszczonne, Sikorze, Wildno i inne. Natomiast dzisiejsze główne jej źródło, jeziora Skępskie odpływały na południe do Skrwy. Obecnie jeziora Kikolskie zdobyła Drwęca a jeziora Skępskie Mień. Prócz tarasu zalewowego Mień posiada dwa tarasy, wyższy wznosi się na 10 do 13 m nad poziom rzeki (90 do 93 m n. p. m.) natomiast na odcinku od Lipna do Maliszewa widoczny jest tylko jeden taras (niższy). Taras wysoki jest szeroki, pokryty piaskami i torfowiskami i w porównaniu do wąskiego niższego tarasu odprowadzał do Wisły znacznie większą ilość wody. Ten sam poziom 90 do 93 m n. p. m. posiada taras nad jeziorami Kikolskiemi, jak też płaskie wzniesienie morenowe pomiędzy jeziorami Sumin i Konotopie oraz Sobirajem i Świętem. Wspomniane wzniesienia zostały zdegradowane przez wody płynące na południe. Jednakowa wysokość tarasu nad jeziorami Kikolskiemi oraz Mienią dowodzi, że Mień odwadniała dawniej wody niecki kikolskiej. Natomiast Skrwa odwadniała jeziora Skępskie; poziom tarasu 90 do 93 m zgadza się z wysokim IV tarasem Skrwy (Lencewicz [12]), na tym poziomie odwadniała ona jeziora Skępskie. Z chwilą ustalenia się przeciągnięcia jezior niecki kikolskiej do Drwęcy znaczenie Mieni zmalało, lecz na drodze erozji wstecznej rozpoczęła ona pracę nad zdobyciem dopływu zachodniego do jezior Skępskich. Gdy na odcinku moreny rzuchowskiej wytworzyło się przeciągnięcie, wówczas zdobyła do swego systemu jezioro Skępskie Wielkie. Tu walka o dorzecze ze Skrwą odbyła się na korzyść Mieni. Nie ulega jednak wątpliwości, że w miarę przesuwania się przeciągnięcia w niecce kikolskiej ku południowi, cała Mień z dzisiejszem swem dorzeczem popłynie do Drwęcy. W rozwoju sieci hydrograficznej ziemi Dobrzyńskiej zauważyć można

kolejne powiększanie się dorzecza tych rzek, których ujście do Wisły leży niżej, zatem od wschodu na zachód. Skrwa odebrała Wkrze dorzecze Sierpienicy (Lencewicz [12]), Mień zdobyła na Skrwie obszar jezior Skępskich, Drwęca zaś obszar niecki kikolskiej na Mieni, jak również szereg jezior w północno-wschodniej części ziemi Dobrzyńskiej na Wkrze. W ten sposób dopływy uchodzące do głównych arteryj wodnych mają dążność do kolejnego zwiększania swych dorzeczy w miarę zbliżania się ich do podstawy erozyjnej.

Z rzek wpadających do Drwęcy najciekawszą historję ma Ruziec (dawniej zwany Rużem). Wypływa on z grupy jezior Żalskich z jeziora Ruda. Górny bieg Ruźca ku południowi przecina dwukrotnie chrostkowskie moreny czołowe, tworząc przełom o brzegach do 30 m wysokich. W okolicy Nowej Wsi zmienia swój kierunek południowo-zachodni na północno-zachodni, poczem wpada do jeziora Ruduskiego. Część środkowa Ruźca od Nowej Wsi do Sitna powstała przez połączenie szeregu mis jeziornych, na co wskazują zwężenia i bagniste rozszerzenia tej rzeki j. np. pod Stalmierzem, Ruduskiem (jezioro aktywne), Sitnem. W kilku miejscach głęboko wcięta wąska dolina, oraz strome brzegi wskazują na przełomowy charakter, np. na obszarze drumlin, lub pomiędzy Wojnowem a Rużem. Niektóre odcinki są rynnami subglacjalnemi. Część północna dolnego Ruźca od Sitna do jego ujścia posiada charakter rynny podlodowcowej, wyrównanej przez późniejszą erozję rzeki. Kształt brzegów zbyt wysokich i stromych w stosunku do siły erozyjnej strumienia oraz płaskie dno i przegłębienia wypełnione torfami lub mokradłami obok miejsc piaszczysto-żwirzastych w zwężeniach, które przypuszczalnie są śladami dawnych rygli poprzecznych, dowodzą, że Ruziec był w okresie ostatniego lodu lądowego rynną subglacjalną. Podobny typ posiada dolina rzeczki Gnilszczyny przepływającej przez jeziora rynnowe Mazowsze i Piórkowo. Dopływy boczne, wymienionych rzek z jezior okolicznych, pracują na drodze erozji wstecznej nad ich wzajemnemi połączeniami poprzecznemi. W ten sposób obok szeregu równoległych rynien i strumieni o kierunku południkowym, wytwarzają się równoleżnikowe połączenia jak np. pomiędzy rynnami okolic wsi Nowogród (jezioro Gradno i Słupno) a Ruźcem, lub Gnilszczyną a Ruźcem poprzez misy jezior Wielgiego i Zbójeńskiego.

Dzisiejsze stadjum rozwojowe sieci hydrograficznej ziemi Dobrzyńskiej określić można jako okres „młody". Zmiany hydrograficzne, które dokonały się po ustąpieniu lodowca nie osiągnęły jeszcze stadjum końcowego i odbywają się w dalszym ciągu w dobie dzisiejszej według ustalonych praw. Proces ten wpływa w znacznej mierze na typ krajobrazu, który w północno-zachodniej części badanego obszaru posiada

charakter młodego pojezierza. Z badań geologicznych zauważyć można, że doliny rzeczne z okresu poprzedzającego ostatni nawrót lodu lądowego zostały zniszczone i zasypane utworami młodszemi. Jeziora w większości wypadków uległy zatorfieniu i znajdują się w stadjum zanikania. Dawne doliny rzeczne i rynny jeziorne zostały zasypane gliną dyluwjalną, tylko nieliczne fragmenty zostały zachowane i odnowione, a dziś są zajęte przez młodsze jeziora.

Jeziora rynnowe północnej części.

Obszar morenowy (Kuppenlandschaft), rozpoczynający się na południu pasem rypińskich moren czołowych, przechodzi stopniowo ku północy w teren falisty moreny dennej, który w miarę zbliżania się do doliny Drwęcy staje się coraz to bardziej wyrównany, wreszcie wzdłuż tej rzeki przechodzi w równinę. Rynny jeziorne są tu wcięte w mniej więcej jednolity poziom obniżający się ku północy dość głęboko tak, że ta część pojezierza przypomina swą topografją krajobraz jarowy. Obok rynien wąskich a długich o stromych brzegach, zajętych przez jeziora, biegną w tym samym kierunku rynny torfiaste, z których jeziora spłynęły lub uległy stopniowo zatorfieniu. Inne rynny wykorzystały rzeki jak Rypinica, Ruziec i Gnilszczyna. Na obszarze od Rypinicy na wschodzie po ujście Gnilszczyny na zachodzie istnieje 9 rynien o równoległym kierunku NNW-SSE. Od wschodu ku zachodowi napotykamy nast. rynny: skrajną wschodnią płynie Rypinica, następną zajmują jeziora Kiełpińskie i Warpalickie, trzecią jezioro Długie, czwartą jezioro Trąbin, a w przedłużeniu jej ku południowi jezioro Czarownica, piąta rynna jest sucha, biegnie ku północnemu zachodowi od Ostrowitego, szóstą płynie dolny Ruziec na odcinku od Wojnowa do ujścia, siódma i ósma zajęte są przez jeziora Gradno i Słupno, a dziewiątą płynie Gnilszczyna.

1) Rynna Rypinicy rozpoczyna się na zapolu moreny czołowej pod Zakroczem i na odcinku do miasta Rypina posiada wszelkie cechy rynny subglacjalnej. Wskazuje na to szereg jej zatokowych rozszerzeń i zwężeń oraz rygle poprzeczne oddzielające poszczególne zatoki. Południowy odcinek rynny Rypinicy powstał w obszarze moren czołowych na drodze erozji wstecznej już po ustąpieniu lodowca. Strome brzegi, niewyrównany górny bieg rzeki na tym odcinku wskazuje na znacznie młodszy jej wiek, aniżeli dolina środkowej i dolnej części. Jako rynna subglacjalna w okresie ostatniego lodu lądowego odwadniała wody topniejącego lodu do Skrwy na południe. Dzisiejszy kierunek odpływu ku północy powstał w postglacjale, dopiero po wytwo-

rzeniu się doliny Drwęcy. Rypinica odwadnia obecnie jeziora rynnowe Kiełpińskie, Długie, Trąbińskie i Czarownicę do Drwęcy.

2) Rynna jeziora Kiełpińskiego biegnie równolegle do popoprzedniej w odległości 1,5 km na zachód. Rozpoczyna się ona pod wsią Łapinóżkiem zaledwie w odległości 0,6 km od krawędzi doliny Drwęcy. Kierunek jej SSE załamuje się lekko w części środkowej ku SE. Ogólna długość rynny wynosi 6720 m. Na południe od Warpalic łączy się z rynną Rypinicy. Północna część zajęta jest przez jezioro Kiełpińskie, które ma 2430 m długości. Szerokość rynny w miejscach najszerszych wynosi 270 m, w najwęższych 170 m. Brzegi strome wznoszą się na 10 do 15 m nad poziom jeziora.

Pod pokrywą gliny dyluwjalnej znajdują się w ich przekroju piaski warstwowane, które sięgają aż do dna jeziora. Stoki rynny są asymetryczne, brzeg zachodni jest ostro podcięty, brzeg wschodni łagodniejszy. Dzięki uprzejmości p. Gniazdowskiego, właściciela Łapinóżka, wykonałem w lecie 1924 r. — 137 pomiarów głębokości. Wpoprzek jeziora zostało wyznaczonych 13 ciągów pomiarowych. Dno jeziora posiada kształt płaskiej, równomiernie obniżającej się rynny, bez urzeźbienia. Brzegi podwodzia obniżają się stopniowo do głębokości 7 m, największa głębokość wynosi 10 m. Zachodni stok podwodzia jest stromszy od wschodniego, zgodnie z asymetrją brzegów nadwodnych. Platforma podwodna znajduje się na głębokości 2,5 m.

Jezioro posiada dwa dopływy od północy i wschodu. W odległości 2580 m na południe znajduje się w tejże rynnie jezioro Warpalickie, płytkie i ulegające zatorfieniu. Na S od niego płynie główny odpływ rynny na wschód do Rypinicy. Próbki namułu z dna jeziora Kiełpińskiego wykazują zmienność materjału zależną od głębokości. Przy brzegach, w miejscach zarosłych sitowiem, znajduje się szlam roślinny zielono-brunatny, nieco dalej od brzegu na stoku platformy brzeżnej dno jest piaszczyste, a w najgłębszych miejscach znajduje się namuł ciemnoszary torfiasto-piaszczysty.

3) Rynna jeziora Długiego rozpoczyna się w Torfniakach pod wsią Ruskowo i ciągnie się na południe do drogi wiodącej z Rypina do Ostrowitego. Początkowo ma ona kierunek południowo-wschodni, poczem skręca na SSE. Przebieg jej różni się wybitnie od rynny poprzedniej większą znacznie ilością skrętów i zakoli oraz istnieniem rygli poprzecznych, których w jeziorze Kiełpińskiem niema, brzegi jej są znacznie wyższe od brzegów jez. Kiełpińskiego, sięgają do 30 m wysokości. Rynna ta wcięta jest pod Torfniakami i w okolicy wsi Gulbin w pstre iły plioceńskie. W innych miejscach brzegi są zbudowane z glin i piasków dyluwjalnych. Utwory trzeciorzędowe posiadają nierówno-

mierny upad na NE i robią wrażenie form wyciśniętych z podłoża przez nasuwający się lód lądowy. Środkową część rynny zajmuje jezioro Długie, najdłuższe na obszarze ziemi Dobrzyńskiej (6.155 m dł.). Szerokość jeziora waha się od 150 do 250 m, kształt jego robi wrażenie krętej rzeki. Zwierciadło wody znajduje się na poziomie 99 m t. j. 11 m wyżej aniżeli zwierciadło jeziora Kiełpińskiego.

Dzięki uprzejmości p. Koskowskiego, właściciela wsi Ruskowo, wykonałem na tem jeziorze 301 pomiarów głębokości w 31 ciągach poprzecznych. Mapa batymetryczna wykazuje, że dno jeziora Długiego jest nierówne, co też różni je od jeziora Kiełpińskiego. Dno jeziora dzieli się na 5 odcinków płytkiemi poprzecznemi ryglami podwodnemi w miejscach zwężeń rynny, w rozszerzeniach znajdują się pogłębienia. Rygle poprzeczne znajdują się jedynie po zachodniej stronie jeziora. Pod wsią Ruskowo z głębiny jeziornej wznosi się okrągława płycizna do 5 m głębokości. Tego rodzaju „kopce“ (nazwa ludowa) charakteryzują również rynny niektórych innych jezior, wystając czy to jako wyspy, czy też jako płycizny w rynnach suchych. Największa głębokość jeziora wynosi 21,5 m i znajduje się w północnej części jeziora, druga głębina 18,5 m leży w środkowej części jeziora, południowa część jest płytka (ok. 10 m). Dno jeziora jest ograniczone izobatą 7 m. Szereg strug zasila jezioro z okolicznej wyżyny. Główne dopływy przyjmuje z Torfniaków od północy i od zachodu. Jedyny odpływ kieruje się koło dworu wsi Długie do jeziora Kiełpińskiego. Próbki namułu dna wykazują zmienność podobną jak w jeziorze Kiełpińskiem, jedynie w zachodniej części istnieje namuł barwy zielonej, prawdopodobnie od domieszek pstrego iłu plioceńskiego.

4) Rynna jeziora Trąbińskiego biegnie równolegle do poprzedniej w odległości 2.200 m na zachód. Podobnie jak rynny poprzednie posiada ona kierunek początkowo SEE, który ku południowi zmienia się na SSE i SE. Całkowita długość rynny wynosi 5.300 m, zaczyna się na północ od Trąbin a kończy na południu pod wsią Przyrowa. W połowie jest przecięta drogą Rypin—Ostrowite. Brzegi rynny są wcięte na 25 m w poziom wierzchowiny. W części południowej są one wyższe (30 m), w części północnej niższe (20 m), co jest regułą dla jezior tego obszaru. Północną część rynny zajmuje jezioro Trąbińskie, w którego przedłużeniu znajduje się małe i płytkie jeziorko pod wsią Łonżonek. Po południowej stronie drogi Rypin—Ostrowite znajduje się w tejże rynnie jezioro Czarownica.

Na jeziorze Trąbińskiem wykonałem 73 pomiary głębokości w 10 ciągach poprzecznych. Dno jeziora jest nierówne z przegłębieniami, podobnie jak w jeziorze Długiem. Można wyróżnić 2 miejsca głębsze,

rozdzielone płytszym pasem. Brak tu jednak rygli poprzecznych. Podobnie jak na jeziorze Kiełpińskiem występuje asymetrja brzegów, stok zachodni jest stromszy od wschodniego. Bezwodna część rynny posiada podobne nierówności dna jak jezioro, występują na niem drumlinowate wzniesienia zbudowane ze żwiru otoczonego, nieuwarstwionego, z piaskiem, wznoszą się one na 10—15 m nad poziom dna rynny. Tuż przy drodze Rypin—Ostrowite wyrasta z dna rynny tego typu „kopiec" okrągławy o eliptycznym zarysie podstawy. Oś dłuższa wynosi 150 m i biegnie zupełnie zgodnie z osią rynny, oś krótsza wynosi 30 m, wysokość zaś 15 m. Grzbiet „kopca" jest płaski, a stoki strome o upadzie do 30°. Wzniesienie to otoczone jest z obu stron torfowiskiem ok. 30 m szerokiem. Jezioro Trąbin posiada dopływ główny z torfowisk pod wsią Szczutowem, odpływ zaś ku wschodowi do jeziora Długiego oraz na południe w stronę jeziora Czarownicy gubi się jednak w torfowiskach. Poziom zwierciadła wody jest o 9,5 m wyższy od poziomu jeziora Długiego.

Rynna jeziora Czarownicy posiada kierunek N-S, brzegi strome od 20 do 25 m wcinają się w poziom wierzchowiny, są w części południowej wyższe aniżeli północnej. Północną jej część zajmuje jezioro Czarownica. Pomiary batymetryczne, w ilości 93, wykonałem w 11 ciągach poprzecznych. Dno jest płaskie, a największa głębokość znajduje się w części południowej i wynosi 16,3 m. W przedłużeniu jeziora ku S znajduje się sucha rynna, zakończona ślepo pod wsią Przyrowy. Jezioro nie ma powierzchniowego odpływu, natomiast w odległości $^1/_2$ km na wschód, w silnie porzeźbionej krawędzi doliny Rypinicy znajduje się wiele bogatych w wodę źródeł. Przypuszczalnie źródła te pochodzą z podziemnego odpływu jeziora.

5) Rynna na zachód od jeziora Trąbińskiego biegnie do niego równolegle w odległości 2,5 km. Kształt jej w zupełności przypomina rynny wyżej opisane. Dno jej pokryte torfem posiada nierówności, które pozwalają śledzić te formy, które leżą pod zwierciadłem jezior. Wysokość jej brzegów wynosi 11 m, długość zaś 5 km. Oś dłuższa posiada kierunki zupełnie zgodne z innemi rynnami tego obszaru. Nierówności dna znajdują się w miejscach zakrętów rynny w postaci eliptycznych pagórów gliniastych 4—5 m wysokich. Wszystkie są skierowane zgodnie z biegiem osi dłuższej rynny. Podstawa ich spoczywa na płaskim tarasie wznoszącym się na 8 m ponad dno rynny. Inny typ nierówności tworzy półwysep, wysuwający się od południowego krańca rynny wzdłuż jej osi, który rozdziela tę część rynny na dwa równoległe rowy. Z dna rynny podnoszą się również małe, nieregularne wzniesienia, oddzielające małe bagienka, ślady głębin dawnego, wspól-

nego jeziora. Wyniosłości te różnią się od wyżej opisanych „kopców", gdyż w całości są zbudowane z gliny zwałowej, a grzbiety wyrównane działalnością fal dawnego jeziora są połączone wąskiemi przełęczami z brzegiem. Poziom tych przełęczy jest zupełnie zgodny z poziomem tarasu brzeżnego. Południowe zakończenie rynny rozszerza się w pobliżu Ostrowitego, obejmując część rynny zajętej przez jezioro Ostrowite.

6) Rynna dolnego Ruźca znajduje się w odległości 11,5 km na zachód od wyżej opisanej i ciągnie się od wsi Wojnowo do ujścia rzeki. Długość jej wynosi 12 km, a kierunek i zakręty są równoległe do rynien poprzednich. Pierwotne brzegi rynny subglacjalnej zostały pogłębione przez erozję Ruźca, a nierówności dna — wyrównane. Odcinek od jeziora Ruduskiego do wsi Sitno oddziela falistą równinę od obszaru drumlin, leżących na zachodzie. Misa jeziora Sitno przedstawia jakby zatokę rynny w kierunku zachodnim, przegłębioną działaniem wód roztopowych lodu lądowego.

7, 8) Rynny jezior Gradno i Słupno biegną w odległości 2.700 m na zachód od doliny Ruźca w kierunku południkowym. Pierwsza jest dłuższa (4,5 km), rozpoczyna się pod wsią Macikowem, druga jest krótsza (3,5 km), zaczyna się jeziorem pod wsią Nowogród. Obie rynny charakteryzuje podobny kręty bieg, obie powstały, jak poprzednie, subglacjalnie, na co wskazuje ich ogromnie nieregularne dno. Północne odcinki obu rynien zajęte są przez jeziora do 10 m głębokie. Jezioro Gradno posiada odpływ do Słupna, które jest jedynem jeziorem mającem bezpośredni odpływ ku północy do Drwęcy.

9) Rynna rzeki Gnilszczyny jest w zupełności wyrównana i posiada bieg prostolinijny o kierunku NWN. Kilka przegłębień zajętych przez jeziora Mazowsze i Piotrkowskie oraz torfowiska zajmujące jej rozszerzenia dowodzą, że powstała podobnie jak poprzednie subglacjalnie. Jezioro Mazowsze posiada 1660 m dług., a 360 m szerokości, największa głębokość znajduje się pośrodku jeziora i wynosi 4,2 m. Jest ono zatem jeziorem, którego dno uległo zasypaniu przez akumulację materjału, naniesionego przez Gnilszczynę. Brzeg zachodni jest stromy i wysoki, a brzeg wschodni niski i łagodny, nie odbiega od reguły asymetrji stoków opisywanych jezior. Na jeziorze tem wykonałem 86 pomiarów głębokości w 8 ciągach poprzecznych.

Reasumując cechy morfologiczne opisanych rynien należy zauważyć, że posiadają one wiele wspólnych cech: wszystkie przyjmują w południowych odcinkach kierunek południkowy, posiadają podobną wydłużoną formę o lekkich meandrach i strome od 15 do 30 m brzegi, charakteryzujące się asymetrją stoków. Z reguły stok zachodni jest bardziej stromy aniżeli wschodni. Wszędzie powtarza się podobny profil

geologiczny: pod gliniastą pokrywą moreny dennej spoczywają warstwowane piaski naprzemian ze żwirem, z reguły brzegi północnych odcinków są niższe od południowych, jeziora wielkie zajmują północne części rynien. Dno jezior jest nierówne, posiada w większości jezior wzniesienia w formie „kopców", jedynie dno jeziora Kiełpińskiego posiada dno pierwotnie równe, a dna rynien zajętych przez rzeki są wyrównane przez erozję w postglacjale.

Wymienione cechy wskazują na jednakową genezę tych rynien, jako subglacyjnych, odpływających pierwotnie ku południowi. Dzisiejsze odpływy w innych kierunkach powstały w postglacjale, jako zjawiska wtórne. Obniżanie się brzegów z południa na północ oraz fakt, że jeziora większe zajmują jedynie północne odcinki rynien może wskazywać na elewację południowej części ziemi Dobrzyńskiej po ustąpieniu lodów z obszaru północnego, a więc na ruch bardzo młody w okresie staro-aluwjalnym. Głębokie wcięcia rzek wpadających do Wisły, jak Skrwa, Kamienica i inne zdają się potwierdzać wymieniony pogląd, przyczem odnośnie meandrów wgłębionych Skrwy działało zwiększenie masy wód przez przeciągnięcie Sierpienicy (Lencewicz **12, 13**).

Jeziora równoleżnikowe.

Odmienny typ przedstawiają jeziora, których oś dłuższa biegnie równolegle do krawędzi lodu lądowego. Takie jeziora występują na obszarze ziemi Dobrzyńskiej pasem, ciągnącym się od jeziora Steklińskiego poprzez jezioro Moszczonne ku wschodowi. Wschodnie zakończenie tego pasa tworzą jeziora, leżące na obszarze zandrowym na wschód od chrostkowskich moren czołowych. Na zachód od wspomnianych moren w pasie tym znajdują się jeziora głębokie, o wysokich brzegach, natomiast na wschód od nich leżą jeziora płytkie o niskich brzegach. W części zachodniej znajdują się jeziora: Steklińskie, Lubinek, Jeżowiec, Moszczonne, Sikorz i dwa jeziora Wildnowskie. Bezpośrednio za Wildnem rozpoczyna się 4 km szerokości pas wzgórz moreny czołowej. Tuż u stóp tych wzgórz rozpościera się szeroki obszar zandrowy, w który wcięte są płytkie, poprzerywane zandrami rynny jezior Sarnowo, Likiec i Łąkie. Wszystkie jeziora zachodniej części posiadają wspólną długą rynnę. Wzdłuż jej południowej krawędzi leżą luźno stożki piaszczysto-żwirzaste, ułożone rzędem, ciągnącym się od niecki kikolskiej. Pod Cieluchowem oraz równolegle do wschodniej krawędzi niecki kikolskiej owe stożki są zastąpione wzgórzami moreny czołowej, zbudowanej z gliny, głazów i piasków.

Po przeciwnej stronie niecki kikolskiej znajduje się na przedłużeniu rzędu stożków piaszczystych wysokie wzgórze moreny czołowej pod Wolą. Według badań geologicznych wspomniane stożki piaszczysto-żwirzaste zaznaczają przebieg bocznej krawędzi lodu lądowego z ostatniej fazy zlodzenia ziemi Dobrzyńskiej. Jednakowa budowa wszystkich rynien jeziornych równoleżnikowych, pomimo przerwy spowodowanej przez moreny chrostkowskie, oraz podobne urzeźbienie ich dna w kształt niecek z przegłębieniem równoległem do osi dłuższej, nasuwa wniosek, że geneza tych rynien była wspólna.

Jezioro Steklińskie leży pośród wyrównanej wierzchowiny moreny dennej wcięte w nią na głębokość 25 m. Ku zachodowi rynna jeziorna otwiera się do doliny Wisły na poziomie wysokiego jej tarasu. Dłuższa oś jeziora ma kierunek SW-NE, lecz zachodnia jej część skręca ku SSW pod prostym prawie kątem, część wschodnia zaś skręca ku ESE. Dzięki uprzejmości właściciela Steklina p. Linowskiego wykonałem pomiary batymetryczne w ilości 65 w 8 ciągach poprzecznych.

Dno jeziora jest nieckowate jak jeziora Kiełpińskiego, nie posiada nierówności, ogranicza je izobata 8 m, najgłębsze miejsce znajduje się we wschodniej części jeziora, wynosi 18,4 m.

Brzegi jeziora 25 m wysokie posiadają dwa tarasy, niższy wzniesiony na 4 m nad zwierciadłem jeziora, wyższy na 10 m. Taras wyższy ciągnie się wzdłuż rynny jeziornej ku SW i uchodzi do doliny Wisły, na tym przeto poziomie jezioro posiadało dawniej odpływ bezpośrednio do Wisły. W rynnie jeziornej w jej zachodnim krańcu znajduje się małe jeziorko, które obecnie jeszcze odpływa do Wisły małą strugą, ginącą w piaskach wysokiego tarasu Wisły. Obecny odpływ na wschód do Gnilszczyny powstał znacznie później.

Sąsiednie jeziora podobnego typu: Lubin i Jeżowiec znajdują się w odległości 2,5 km na wschód od Steklina. Od strony południowej są one zatamowane moreną czołową pod Wolą. Leżą one jednak we wspólnej rynnie równoleżnikowej, która posiada połączenie z rynną jeziora Moszczonnego.

Jezioro Moszczonne leży przy drodze, wiodącej z Lipna do Kikoła. Zajmuje ono zachodnią część rynny, która przedłuża się ku wschodowi aż do moren chrostkowskich. Długość jej wynosi 8 km. Strome brzegi jeziora wznoszą się od 25 do 30 m nad zwierciadło wody. Zbudowane są z litej gliny dyluwjalnej. Pomiary głębokości zostały wykonane na 13 ciągach poprzecznych w 155 punktach. Dno jeziora posiada kształt niecki jednakowej szerokości, obniżającej się stopniowo do największej głębokości 33,2 m, leżącej w jego wschodniej części. Wąska platforma podwodna rynny sięga do 12 m głębokości,

jest ona zbudowana z piasku i żwiru z głazikami. Poniżej 12 m dno jeziora przykryte jest iłem zielono-niebieskim nieco wapnistym. We wschodniej części rynny jez. Moszczonnego leży jezioro Sikorz, które posiada odpływ ku północy. Struga odpływowa tego jeziora łączy się ze strumieniem odwadniającym jeziora Wildnowskie. Przed powstaniem tego odpływu jezioro Moszczonne i Sikorz odpływały w kierunku południowym do Mieni Lipnowskiej poprzez jeziora Kikolskie, obecnie zaś jezioro Moszczonne odpływa ku wschodowi do jeziora Sikorz, a stąd do Drwęcy; jest to jeden z dowodów świeżych zmian hydrograficznych w północnej części ziemi Dobrzyńskiej.

Jeziora Wildnowskie leżą na wschodnim krańcu rynny Moszczonnego we wsi Wildno. Pod względem batymetrycznym zostało zbadane jezioro południowe Peł. Posiada ono kształt elipsy, a izobata 4 m zamyka płaskie, miskowate dno. Po stronie zachodniej znajduje się na dnie jeziora płytkie zagłębienie o kształcie rynienki i osi dłuższej zorjentowanej ku NEN-SWS. Od strony południowej zamyka je kilka drumlinoidalnych wzniesień, leżących w rynnie jeziornej. Od strony północnej rynna jest otwarta i łączy się z misą jeziora północnego. Na jeziorze Peł wykonałem 85 pomiarów głębokości w 5 krzyżujących się ciągach. Rynna jezior Wildnowskich jest południkowem odgałęzieniem rynny Moszczonnego. Na wschód od Wildna biegną moreny czołowe chrostkowskie, a bezpośrednio u ich stóp pod Grabinami w przedłużeniu rynny Moszczonnego ku wschodowi znajduje się jezioro Sarnowskie.

Jezioro Sarnowskie posiada kształt wąskiej rynny o płaskich, niskich, piaszczystych brzegach; ciągnie się ono od wsi Radziochy w kierunku WSW. Poziom zandrowej wierzchowiny nad jeziorem wynosi 125 m n. p. m. Rynna jeziora Sarnowskiego służyła w okresie topnienia lodów, znajdujących się na linji moren chrostkowskich, jako główny odpływ ku wschodowi. Dzisiejszy odpływ jeziora na południe wytworzył się wówczas, gdy skutkiem zmniejszonej ilości wód roztopowych powstał we wsi Sarnowo stożek napływowy, tamujący dalszy odpływ ku wschodowi. Dawny ślad odpływu na E istnieje w północnej części wsi Sarnowo. Dalej ku wschodowi, w odległości niespełna 3 km, na przedłużeniu rynny Sarnowskiej leży również równoleżnikowo zorjentowane jezioro Likiec. Nasuwa się prosty wniosek, że przed nawrotem lodów od jeziora Steklin poprzez jezioro Moszczonne, Sarnowo i Likiec aż po bagna raciąskie biegła dolina rzeczna odwadniająca topniejące dalej na północy masy lodowe, jako rzeka pradolinna. Nawrót lodowca dobrzyńskiego zmienił w zupełności poprzednią hydrografję. Dawna dolina rzeczna została zniszczona i zasypana materjałem morenowym na od-

cinku moren chrostkowskich, a materjałem zandrowym na ich przedpolu. Jedynie tam, gdzie lód lądowy akumulował słabo morenę denną, a lód martwy konserwował rzeźbę podłoża np. na odcinku Moszczonne—Wildno, zachowana została stara dolina rzeczna, a nawet pogłębiona przez erozję wód subaeralnych na krawędzi festonu lodu martwego. Wzgórza żwirzaste, wspomniane wyżej, na południowym brzegu rynny Moszczonnego zaznaczają ową boczną krawędź słabo-ruchliwego lodu.

Izobaty jeziora Sarnowskiego, wykonane na podstawie 11 ciągów poprzecznych (razem 108 pomiarów), przedstawiają dno płytkie o płaskiej misie. Dno ogranicza izobata 3—4 m. Największa głębokość, wynosząca 5,8 m, znajduje się w zachodniej stronie jeziora. Skutkiem zasypania rynny przez materjał zandrowy jest ono płytsze od jezior dotychczas poznanych.

Jezioro Łąkie leży na granicy moreny dennej i obszaru zandrowego w odległości 3—4 km na południe od jezior Sarnowskiego i Likiec. Ogólny jego kształt, brak rzeźby dna, konfiguracja wybrzeży wskazują na to, że należy ono do tego samego typu jezior rynnowych równoleżnikowych. Kierunek rynny jeziornej ciągnie się na ENE. Jezioro posiada strome brzegi, do 10 m wysokie, zbudowane z piasku eolicznego, pod którym leży piasek żółty rzeczny, a pod nim warstwowany ił jeziorny. U dołu piasek biały przechodzi w żwir z otoczonych głazików. Warstwowane iły jeziorne leżą na tym samym poziomie co podobne iły w okolicy jezior Skępskich, położonych kilka km na południe. Dowodzą one, że jezioro Łąkie pozostawało w łączności z zastoiskiem skępskiem w czasie, gdy lodowiec dobrzyński zatrzymał się na linji moren lipnowskich i tamował odpływ wód ku zachodowi. Od strony wschodniej odpływ wód był tamowany przez pas starych moren pod Sudragami, Glinnem i Gójskiem, przeto zastoisko mogło odpływać jedynie ku południowi do Skrwy. Gdy krawędź lodu lądowego cofnęła się ku północy do linji moren chrostkowskich i rypińskich, na przedpolu których rozciąga się obszerny zandr, piaski zandrowe przykryły i zasypały zastoisko, a rzeki akumulujące zandr wykorzystały dawną dolinę rzeczną i odpływały nią ku wschodowi poprzez bagna raciąskie do Wkry.

Na jeziorze tem wykonano 79 pomiarów głębokości w 11 ciągach poprzecznych. Izobaty wykazują dno płaskie, nieckowate, ograniczone izobatą 6 m. Największa głębia znajduje się w części zachodniej, wynosi 13 m, a izobata 12 m obejmuje wydłużoną rynienkę, posiadającą kierunek równoległy do dłuższej osi jeziora. Dno do 6 m pokryte jest piaskiem i żwirem, poniżej występuje ił jeziorny, w części zachodniej zielonawy, a w części wschodniej torfiasto-czarny.

Geneza jezior rynnowych.

Badacze jezior rynnowych naogół zgodni są co do ich genezy, wszyscy bowiem stwierdzają, że powstały one na drodze erozji strumieni, pochodzących z topnienia lodu lądowego, zachodzi jedynie różnica w poglądach na warunki, w których mogły powstać jeziora tego typu. Klockman [9] i Jentzsch [5] wyrażają pogląd, że jeziora rynnowe wytworzyły się jedynie tam, gdzie warunki tektoniczne sprzyjały temu np., gdzie istniały dyslokacje; natomiast Berendt [1] i Geinitz [4] dowodzą, że powstanie jezior rynnowych niema nic wspólnego z tektoniką podłoża, zwłaszcza w tych okolicach gdzie dyluwjum posiada znaczną miąższość. Pierwszy przyjmuje subaeralną erozję wód topniejącego lodu działającą w szczelinach lodowych, które zawsze tworzą się na krawędzi lodowców, drugi zaś zgodnie z obserwacjami Nansena w Grenlandji [20] przyjmuje erozję subglacjalną. Przeciw wpływowi warunków tektonicznych przemawia według wspomnianych badaczy zgodność kierunków jezior rynnowych, która jest ściśle zależna od kierunku ruchu mas lodowych.

Według badań autora [19] tektonika podłoża decyduje jednak o kierunku posuwania się mas lodowych, gdyż wpływa na powstanie prądów szybszych w masach lodowych płynących ku obniżeniom tektonicznym lub morfologicznym. Zatem powstanie jezior rynnowych jest jedynie pośrednio zależne od tektoniki podłoża.

Analiza morfologiczna opisanych jezior wskazuje, że na obszarze ziemi Dobrzyńskiej występują trzy typy jezior rynnowych. Pierwszy posiada kierunek osi głównej zgodny z kierunkiem ruchu lodu lądowego, dno nierówne, poprzecinane poprzecznemi płyciznami i ryglami. W jeziorach tego typu rygle są zbudowane z piasku i wydłużają się przez akumulację piasku przez prądy obwodowe w kierunku przeciwległego brzegu. Akumulacja piasku postępuje w nich analogicznie do tworzenia się mieżeji na wybrzeżu morskiem, jest to zatem proces wtórny nie związany z istotą genezy rynny jeziornej. Drugi typ posiada kierunek osi głównej równoległy do krawędzi lodu lądowego, dno nieckowate, płaskie i znajduje się zazwyczaj w pobliżu form, zaznaczających boczną krawędź festonu lodowego. Wreszcie trzeci typ jezior posiada kierunek osi zgodny z kierunkiem ruchu mas lodowych, jednak cechy morfologiczne dna i brzegów odpowiadają jeziorom drugiego typu o płaskiem dnie.

Geneza tych typów musi być różna. Typ pierwszy, posiadający nierówności dna i akumulujący kopce zgodnie z zasadą ciśnienia hydrostatycznego, mógł powstać jedynie subglacjalnie, zgodnie z obser-

wacjami Geinitza. Typ drugi o wyrównanem nieckowatem dnie powstał subaeralnie, zatem w szczelinach, tworzących się zazwyczaj na krawędzi lodowca. Szczeliny krawędziowe tworzą się tam, gdzie lód na swej drodze napotyka nagłe zmiany spadku. Lodowce wysokogórskie na progach skalnych tworzą lodospady, przyczem lód załamuje się na górnej krawędzi progu w formie szeregu równoległych szczelin prostopadłych do swego ruchu. Podobnie w lodzie lądowym tam gdzie masy lodu napotkały morfologiczne lub tektoniczne zagłębienie w podłożu, np. starą dolinę rzeczną o wysokich brzegach, tworzyły się szczeliny prostopadłe do ruchu mas lodowych. W szczelinach tych wody, spływające z powierzchni lodu lub z jego podstawy, rzeźbiły rynny jeziorne subaeralnie. Miejsce spadania wodospadu z powierzchni lodowej zaznacza się w takich rynnach wielkiemi głębinami (jak n. p. w jez. Moszczonnem do 33·2 m). Geneza tego typu rynien jeziornych nie była dotychczas sprecyzowana w literaturze dyluwjalnej. Takim rynnom nadać można nazwę „rynien szczelinowych“ w odróżnieniu od rynien typu pierwszego“ „podlodowcowych“. Charakterystyczną cechą takich rynien jest występowanie ich w długim pasie związanym genetycznie, a nie oddzielnie jak w rynnach pierwszego typu. Jeziora rynnowe subglacjalne w ziemi Dobrzyńskiej posiadają jedynie pozorną wspólnotę, zaznaczoną równoległemi kierunkami, dowodzi ona jednak jedynie, że powstały one w identycznych warunkach w czasie trwania tego samego procesu geologicznego, jednak każde jest genetycznie niezależne od drugiego.

Typ trzeci, którego reprezentantem w tej pracy jest jezioro Kiełpińskie, pomimo kierunku zgodnego z ruchem lodu posiada cechy jezior szczelinowych. Brak mu rygli poprzecznych, nierówności dna, przegłębień a brzegi spadają stromo do dna rynny nie tworząc półwyspów. Powstał on zatem subaeralnie w szczelinie lodowcowej, lecz wytworzonej pośród mas lodowych i zgodnej z kierunkiem ruchu lodów.

Strumienie subaeralne posiadają inny system erozji aniżeli strumienie subglacjalne, dążą one raczej do zasypania nierówności dna, podczas gdy subglacjalne do tworzenia przegłębień oraz akumulacji kopców w komorach podlodowych. Subaeralne strumienie działają również w szczelinach podłużnych, leżących pośród mas lodowych i tworzą typ trzeci rynien szczelinowych „intraglacjalnych“.

W rynnach subglacjalnych znajdują się często znaczne głębiny, które mogły powstać przez erozję wodospadów, spływających z powierzchni lodów przy cofaniu się krawędzi lodowca. Na drodze erozji wstecznej w miejscu, gdzie wody wypływały na powierzchnię, krawędź lodowca cofała się etapami, odcinki szybszego cofania się krawędzi zaznaczają

się płyciznami i zwężeniami rynny, miejsca dłuższego postoju krawędzi i działania erozji — przegłębieniami i rozszerzeniami rynny. W ten sposób mogły powstać głębiny w jeziorze Długiem, gdyż jest bardzo prawdopodobne, że przegłębienie pierwotne, założone subglacjalnie, powiększyło się w czasie cofania się krawędzi przez wodo- lub lodospady. W podobny sposób mogły powstać także znaczne głębiny w jeziorach morenowych.

Typ jezior szczelinowych ugrupowanych pasowo spotykamy również na pojezierzu Kowieńskiem a częściowo Pomorskiem. Genezę jeziora Wdzydze, w którem krzyżują się dwie rynny pod kątem prostym objaśnia Jentzsch [5] krzyżowaniem się dwu linij tektonicznych. Jest jednak bardziej prawdopodobne, że w tym wypadku mamy dwie genetycznie różne rynny jeziorne typu subglacjalnego i szczelinowego, które znalazły się w tem samem miejscu. Rynna subglacjalna jest starsza od szczelinowej, pierwsza powstała w czasie postępu lodowca na południe, druga w czasie jego topnienia i cofania się ku północy w szczelinie krawędziowej.

Jeziora morenowe.

Jeziora, leżące w obszarze moren czołowych, zajmują zazwyczaj większą powierzchnię, jeziora mniejsze wypełniają zagłębienia pomiędzy wzgórzami krajobrazu morenowego na zapolu moren czołowych. W ziemi Dobrzyńskiej każde pasmo moren czołowych kryje za sobą jeziora zaporowe. W zapolu moreny ostrowickiej leży jezioro Ostrowite, w zapolu moreny pod Teodorowem — Orłowo, moreny rzuchowskie zamykają od zachodu i południa jezioro Skępskie Wielkie, moreny leżące w przedłużeniu pasma chrostkowskiego zamykają jeziora Sitnicę, Rudę i Nadróż. Równoleżnikowo biegnący pas moreny od Obór do Somsior zamyka jeziora Żalskie, Chojeńskie i Ławki. Wzgórze moreny czołowej pod Wolą zamyka jeziora Lubinek i Jeżowiec, a rozmyty wał morenowy pod Złotopolem zamyka jeziora leżące w niecce kikolskiej. W obszarze moreny dennej jeziora rozmieszczone są grupami. Najbardziej ku wschodowi wysunięta jest grupa jezior Żalskich, połączonych ze sobą strugami, które wiążą je z jeziorami rynnowemi. Dalej na zachód leżą jeziora, należące do dorzecza środkowego Ruźca, są one niewielkie lecz stosunkowo głębokie. Najbardziej ku zachodowi wysuwa się grupa jezior, leżących na peryferjach obszaru drumlinowego; odrębną wreszcie grupę tworzą jeziora niecki kikolskiej.

Grupa jezior Żalskich należy do najciekawszych ze względu na swą genezę i cechy morfologiczne. Leży ona na południe od jeziora Trąbińskiego i Czarownicy. Z tej grupy najbardziej na północ wysuwa

się jezioro Ostrowickie. Leży ono w okolicy falistej, będącej przejściem od krajobrazu morenowego do wyrównanego. Dno tego jeziora jest, odpowiednio do rzeźby powierzchni, urozmaicone dwiema głębinami w środkowej i południowej części jeziora (12·75 m). Izobata 6 m odgranicza bardziej stromo opadające brzegi podwodne od dna jeziora. Platforma brzeżna jest niezmiernie wąska. Brzegi nadwodne wykazują asymetrję stoków. Na jeziorze tem wykono 75 pomiarów, ułożonych w 9 ciągów poprzecznych. Do jeziora wpada od północy struga odwadniająca torfowiska z rynny, leżącej na zachód od Trąbin. Struga ta płynie dawną rynną jeziorną, przedłużającą się do jeziora Ostrowickiego. W niedawnym okresie jezioro to przedłużało się ku północy a również bagniska na brzegu południowym wskazują, że łączyło się ono bezpośrednio z jeziorem Kleszczyńskiem.

Jezioro Kleszczyńskie leży w odległości 425 m na południe od poprzedniego. Posiada ono kształt podkowy otwartej ku południowi. Nierówne dno zawiera dwa głęboczki w części północnej i we wschodniem ramieniu podkowy, w zachodniem natomiast znajduje się płycizna. Brzegi podwodne jeziora są łagodne, platforma brzeżna szeroka. Izobata 6 m zamyka dno, a 7 m łączy w części wschodniej głębiny w kształt rynny. Brzegi nadwodne są łagodne. Na jeziorze tem wykonałem 172 pomiary głębokości w 12 ciągach ułożonych wachlarzowo, ponadto zatoki obu ramion zostały zbadane ciągami krzyżującemi się. Dno jeziora przeważnie pokryte jest żwirem a tylko głębsze miejsca posiadają dno ilaste. Jezioro Kleszczyńskie posiada dwa dopływy, jeden z jeziora Ostrowickiego drugi ze wsi Studzianka. Dziewulski [2] wspomina o źródle tego dopływu jako o źródle leczniczem, zawierającem żelazo. Odpływ ku południowi łączy to jezioro z jeziorem Bobrowiec i Żalskiem.

Jezioro Żalskie należy do większych i jest uwagi godne ponieważ łączy cechy jeziora rynnowego i morenowo-zaporowego. W północnej części jezioro posiada dno w kształcie niecki z przegłębieniem w środku, poza tem dno jest płaskie, ograniczone izobatą 8 m. W części północno-zachodniej nad powierzchnię wody wystaje kępa, której wielkość i kształt zostały zbadane przez autora i wkreślone na mapę. Południowa część jeziora posiada dno w kształcie rynny z przegłębieniem do 16 m pod poziomem wody. Natomiast w zatoce południowej mniej więcej w miejscu krzyżowania się podłużnych osi obu części jeziora znajduje się płycizna, która z głębokości 8 m podnosi się do 2 m pod powierzchnię wody. Brzegi północny i południowy są wysokie na 25 m, zbudowane z gliny morenowej, pod którą leżą piaski warstwowane ze żwirem. Brzegi zachodni i wschodni są niskie i łagodne (do 5 m). Wzdłuż bagien,

ciągnących się ku północnemu-zachodowi do jeziora Bobrowiec, biegnie taras 4 m wys. Na poziomie tego tarasu oba jeziora łączyły się bezpośrednio. Wzdłuż brzegu zachodniego ciągnie się na głębokości 2 m wąska platforma podwodna, spadająca łagodnie ku głębinie. Platforma na brzegu wschodnim jest płytka (0·50 m) i ogromnie szeroka. Ta asymetrja szerokości platform widoczna jest również i na innych jeziorach szerokich. Przyczyną jej są wiatry zachodnie w ciągu lata i jesieni, które powodują powstanie prądów w kierunku wschodnim i akumulują piasek na brzegu wschodnim, platforma wschodnia przeto stale się rozszerza a zachodnia zwęża i pogłębia. Dno jeziora do 8 m głębokie pokryte jest piaskiem i żwirem, głębiej zaś iłem jeziornym jasno zielonym z domieszką wapnia. Rynnowo-zaporowy typ tego jeziora zaznacza się rynnowym kształtem dna w południowej części oraz nieckowatem dnem części północnej. Od strony południowej zamyka je wzgórze moreny czołowej, będącej przedłużeniem pasa wewnętrznego moreny chrostkowskiej. Jezioro posiada odpływ ku wschodowi do jeziora Rudy. Na jeziorze Żalskiem wykonałem 288 pomiarów głębokości w 20 ciągach

Jezioro Ruda leży w obszernej kotlinie jeziornej na południe od jeziora Żalskiego. Kotlina jest rozdzielona podłużnym wałem morenowym na część północną-bagnistą, zawierającą małe, płytkie jeziorko-świadek dawnego większego i południową, zajętą przez jezioro Rudę. Jezioro to dawniej ciągnęło się dalej ku południowi wzdłuż bagnistej doliny, którą dziś wpada dopływ jego z jeziora Młyniek. Obecny odpływ do Ruźca jest znacznie młodszy. Poprzednio jezioro łączyło się z jez. Młyniek bezpośrednio i odpływało ku wschodowi. W przedłużeniu osi jeziora Młyniek można śledzić taras ciągnący się ku bagnom w okolicy Rojewa a stąd odpływ biegł do jezior Skępskich.

Jezioro Ruda ma kształt podkowy, płaskie jego dno posiada dwa głęboczki, jeden w części wschodniej sięga do 15 m, drugi w części zachodniej — do 16 m. Brzegi są niskie, bagniste, jedynie brzeg południowy wznosi się do szczytu wzgórza morenowego na 39 m n. p. wody. Dno jest pokryte czarnym torfiastym iłem, całe bowiem jezioro otacza las. Odpływ do rzeki Ruziec posiada w pasie moreny czołowej znamiona przełomowego. Na jeziorze tem wykonałem 110 pomiarów w 7 ciągach poprzecznych.

Grupa jezior w dorzeczu środkowego Ruźca.

W kierunku wschodnim od grupy żalskiej znajdują się jeziora, leżące w obszarze wzgórzy moreny czołowej. Rzeka Ruziec w swym środkowym biegu płynie wzdłuż północnych stoków wzgórz, tworzących łuk

chrostkowskiej moreny czołowej, poczem skręca ku północnemu-zachodowi, zbierając dopływy z jezior Ławki, Oborskie, Zbójnickie, Wojnowskie i in., wreszcie przepływa przez jezioro Ruduskie. Pomiędzy wymienionemi grupami jezior znajdują się małe jeziora, leżące częściowo na pograniczu obszaru wzgórz morenowych i falistej moreny dennej. Do tych jezior należą Ugoszcz, Brzuskie, Giżynek, Paproty, Okonin i inne.

Jezioro Brzuskie znajduje się w odległości 1 km na zachód od jez. Kleszczyńskiego, tuż przy drodze wiodącej z Kikoła do Rypina. Leży ono w obszarze o krajobrazie falistej moreny dennej, posiada kształt owalny o osi dłuższej, skierowanej z północy na południe. Brzegi jego są niskie, zabagnione, dno ma kształt niecki o głębokości 6·9 m, jest pokryte szlamem gnilnym roślin, które zarastają brzegi jeziora. Przedstawia ono typ jeziora zanikającego. Odpływ jego jest skierowany na zachód do jeziora Ugoszcz, a przez nie do jez. Giżynek i Ruźca. Na tem jeziorze wykonałem 87 pomiarów głębokości w 11 ciągach.

Jezioro Okonin zajmuje niewielką powierzchnię (8,5 ha), znajduje się na północny-wschód od jez. Oborskiego i Chojeńskiego u stóp wzgórzy moreny czołowej, ciągnącej się od Paprot do jeziora Żalskiego. W kierunku zachodnim biegnie odeń bagnista dolina strugi, odwadniającej to jezioro przez jeziora Wojnowskie do Ruźca. Kształt jeziora jest w zupełności zależny od biegu osi dłuższych okolicznych wzgórz morenowych. Przy małej powierzchni jezioro to jest stosunkowo głębokie (15,2 m). Największa głębina znajduje się w zachodniej części jeziora. Dno posiada kształt misy o stromym brzegu północnym i południowym, o niskim brzegu wschodnim i zachodnim. Brzegi nadwodne są niskie i zarosłe pasem sitowia. Na jeziorze wykonano 72 pomiary głębokości w 6 ciągach.

Jeziorka Wojnowskie leżą w odległości niespełna 1 km na wschód od doliny rzeki Ruźca, tuż przy drodze wiodącej do Wojnowa. Większe, wschodnie t. zw. „Jeziorko“ posiada 8,4 m głębokości we wschodniej części. Tuż obok niej na osi dłuższej znajduje się płycizna, sięgająca do 1,8 m pod powierzchnię wody. Płycizna ta otoczona jest rowem 6 m. głębokim. Wschodni brzeg podwodny jest ogromnie stromy, gdyż w odległości niespełna 10 m od brzegu głębokość wynosi 4 m. Przypuszczalnie płycizna powstała skutkiem osuwiska brzegu w głąb jeziora.

Drugie, mniejsze jeziorko znajduje się w odległości 70 m od pierwszego we wspólnej z niem misie. Posiada dno równomiernie obniżające się do głębokości 6,1 m. Na tych jeziorach wykonałem 53 pomiary w 9 ciągach.

Jezioro Ruduskie. Do większych jezior tej okolicy ziemi Dobrzyńskiej należy jezioro Ruduskie, przez które przepływa Ruziec. Misa

tego jeziora o kształcie wydłużonego pięcioboku jest na 30 m zagłębiona w powierzchnię okolicznej wierzchowiny, urozmaiconej licznemi wzgórzami morenowemi. Od strony południowej jezioro posiada bagniste rozszerzenie, przedłużające się w górę Ruźca oraz w górę strugi, wpadającej od jeziora Oborskiego ze wschodu. Ruziec oraz owa struga sypią u swych ujść stożek, który na mapie izobatycznej zaznacza się odchyleniem izobaty 3 m. Dno jeziora jest płaskie, ma kształt wydłużonej niecki o płasko-okrągłem dnie, zamyka je izobata 7 m. Największa głębina znajduje się w południowej stronie jeziora, wynosi 12,1 m. Brzegi są strome, zwłaszcza brzeg wschodni, spadający od wzgórza 105 m n. p. m. do tarasu, wznoszącego się na 5—10 m nad zwierciadło wody. Taras ten rozszerza się ku północy i biegnie wzdłuż całego dolnego biegu Ruźca. Brzeg lewy jest niższy, łagodniejszy i porzeźbiony licznemi strugami deszczowemi. Owa charakterystyczna asymetrja stoków i towarzyszących im platform podwodnych znajduje swe wytłumaczenie w odmiennem urzeźbieniu okolicznego terenu. Ku zachodowi i południowi wzgórza morenowe stają się coraz to niższe i przechodzą w krajobraz drumlinowy pod Zbójnem, ku wschodowi natomiast stają się coraz to wyższe i przechodzą w wewnętrzny pas moren czołowych chrostkowskich. Dno jeziora jest pokryte szlamem gnilnym roślinnym, w części południowej zaś wpływ sedymentacji Ruźca zaznacza się dnem piaszczystem do 6 m głębokości, poniżej zaś leży ił zielony.

Na jeziorze Ruduskiem wykonałem 141 pomiarów batymetrycznych w 10 ciągach poprzecznych. Jezioro Ruduskie należy do typu jezior rynnowo-zaporowych, jest zamknięte od wschodu wysoką moreną czołową. Jest rzeczą możliwą, że przed nawrotem lodowca dobrzyńskiego, który stare moreny czołowe wymodelował w formy drumlin na południu od jeziora, było ono jeziorem zaporowem morenowo-czołowem, którego kształt został przez lodowiec zmieniony, a Ruziec wykorzystał jego misę i uzupełnił ową zmianę.

Jezioro Oborskie (Chojeńskie), znajduje się na pograniczu obszaru zandrowego na zachodzie z obszarem moren czołowych na wschodzie. Misa jeziorna jest przeto znacznie zagłębiona w poziom wzgórz morenowych. Jako jezioro zaporowe posiada dno piaszczysto-żwirzaste, co charakteryzuje większość jezior zaporowych ziemi Dobrzyńskiej. Brzegi jeziora ogromnie strome, zbudowane są z czerwonej gliny morenowej, tłustej, pod którą leżą piaski i żwiry. Platforma podwodna od strony wschodniej jest wąska i do 2 m głęboka, od strony zachodniej jest szersza i płytsza. Dno posiada kształt płaskiej niecki, ogranicza je izobata 8—9 m; przykryte jest ono do głębokości 8 m

piaskiem i żwirem, a w części północnej iłem barwy zielono-żółtej z domieszką wapnia. Poniżej 8 m dno pokrywa ił jeziorny zielonawy.

Na jeziorze tem wykonałem 102 pomiary głębokości w 7 ciągach poprzecznych, największa głębia znajduje się we wchodniej części jeziora, wynosi 14 m.

Grupa jezior w obszarze drumlinowym.

Na peryferjach obszaru o krajobrazie drumlinowym znajdują się jeziora, należące bądź do dorzecza Ruźca bądź Gnilszczyny. Oprócz opisanych wyżej jezior Oborskiego i Ruduskiego należą tu jeziora: Zbójno, Klonowskie, Ciepień i Wielgie. Z wymienionych zostało zbadane jezioro Wielgie, najgłębsze z jezior ziemi Dobrzyńskiej.

Jezioro Wielgie leży w obszernej misie, zamkniętej od strony południowej drumlinoidalnemi wzgórzami, od strony wschodniej zaś rozciąga się bagnista misa jeziorna aż do wsi Adamki, za któremi leży zwarty kompleks drumlin, przecięty strugą odwadniającą jeziora Ciepień i Klonowo. Od strony północnej rozciąga się krajobraz falistej moreny dennej, ku zachodowi natomiast biegnie dolina, łącząca jezioro Wielgie z jeziorem Przystań. Jeziora te były dawniej połączone bezpośrednio, tworząc wraz z osuszoną misą na wschód od jez. Wielgiego wspólny system. Na podstawie informacyj uzyskanych od p. Płoskiego, właściciela majątku Wielgie, jezioro posiadało przed r. 1908 poziom o dwa metry wyższy. Poziom ten został sztucznie obniżony przez przekopanie kanału, przyczem brzegi jeziora rozszerzyły się o 31 m, a równocześnie wyłoniły się dwie wyspy o powierzchni 33 m². Dawna powierzchnia jeziora wynosiła 155 ha, obecna zaś 122 ha. Brzegi jeziora od strony północnej, zachodniej i wschodniej są płaskie, a południowej wyższe. Są one zbudowane przeważnie z gliny moreny dennej, tylko w niektórych miejscach występują wśród niej soczewki piasku zwałowego. Mapa izobat, wykonana na podstawie 149 pomiarów, ułożonych w 17 ciągach poprzecznych, wykazuje we wschodniej części dno nierówne, urozmaicone wyniosłościami i wspomnianemi wyspami, a w zachodniej — posiada kształt szybko pogłębiającej się niecki do głębokości 42 m. W części południowej istnieje niewielka płycizna. Wzdłuż strugi, odwadniającej jezioro ku północy, biegnie obniżenie wypełnione iłami jeziornemi ciemnozielonej barwy, takież same iły znajdują się na dnie jeziora, jedynie w części wschodniej w obszarach płytszych znajduje się szlam gnilny roślinny. Wysepki na jeziorze zostały zdjęte przy pomocy busoli i taśmy mierniczej i wkreślone na plan.

Geneza jeziora Wielgiego jest różna od genezy innych jezior mo-

renowych. Nie jest ono bowiem jeziorem „zaporowem“, gdyż w pobliżu niema wzgórz moreny czołowej, nie jest również jeziorem moreny dennej, ponieważ te posiadają mniejsze głębokości a dno nieckowate z głębinami. Pewne światło na genezę tego jeziora rzucić może kształt najgłębszej części dna. Maksymalne wgłębienie posiada formę elipsy, wydłużonej ku wschodowi w stronę obszaru drumlinowego. Wspomniane drumliny powstały na drodze rozwałkowania starych moren czołowych przez prąd lodowy, nasuwający się od północnego-zachodu. Kierunek ruchu tego prądu ulegał zmianom, zależnym od umiejscowienia przeszkód napotykanych w drodze. Do walnych przeszkód tego typu należały stare moreny czołowe, przemodelowane następnie na drumliny. Na zapolu tych moren a więc w miejscu, gdzie istnieje dziś jezioro Wielgie, musiał powstać zator lodowy. Skutkiem spiętrzenia się mas lodu, który nie mógł rozpłynąć się na boki, gdyż po obu stronach strefy prądu leżały masy małoruchliwego lodu lądowego, powstał znaczny nacisk na rozmiękłe podłoże, wyrażony „eworsyjną“ działalnością. Przez nią misa jeziorna pogłębiła się znacznie ponad 42 m. Nacisk był skierowany w kierunku ruchu mas lodowych, na danym odcinku w kierunku wschodnim, przeto i głębina otrzymała kształt elipsy o osi równoleżnikowej. Jezioro Wielgie należy przeto do typu jezior „eworsyjnych“.

Jeziora niecki Kikolskiej.

Okolica miasteczka Kikoła posiada krajobraz niecki, powstałej przez działanie festonu lodowcowego (Zungenbecken), bogata jest ona w jeziora częściowo typu rynnowego, częściowo zaporowego. Znajdują się w niej jeziora: Sumińskie, Kikolskie, Konotopie, Sobiraj i Święte.

Jezioro Sumińskie leży w zachodniej części niecki kikolskiej, posiada kierunek południkowy, zgodny z kierunkiem ruchu festonu lodowego, który od linji jezior równoleżnikowych, szczelinowych wysuwał się pomiędzy Moszczonnem a Wolą ku południowi pod Złotopole. Brzegi jeziora, odmiennie od innych jezior rynnowych, są płaskie i niskie. Brzeg zachodni jest 10 m wysoki, brzeg wschodni otwarty ku niecce kikolskiej na 1—2 wys. Jezioro posiada dopływ od południa z jeziora Konotopie i od wschodu z jez. Kikolskiego, odpływ zaś ku północy do jeziora Lubinek. Na jeziorze tem wykonałem 216 pomiarów głębokości w 20 ciągach poprzecznych. Dno posiada kształt rynny, przegłębionej w północnej części do 7,5 m, ogranicza je izobata 5 m. Izobata 6 m zaś zaznacza brzeg rynny dennej, biegnącej wzdłuż osi dłuższej jeziora. Dno pokrywa szlam szaro-zielony z domieszką wapnia. Plat-

forma podwodna od strony wschodniej jest płytka i szeroka, od strony zachodniej sięga do 3 m głębokości i jest wąska. Na wschodnim zakręcie jeziora znajduje się wysepka, niezaznaczona na mapach topograficznych; południowe zakończenie jeziora posiada wąską kępę, łączącą się z brzegiem $^1/_2$ m płyciznę. Obie zostały zdjęte przy pomocy busoli i taśmy mierniczej i wkreślone na plan.

Jezioro Kikolskie leży po wschodniej stronie niecki kikolskiej przy wysokim brzegu, obramowanym wzgórzami moren czołowych. Jezioro to posiada kształt owalny, brzegi niskie w formie tarasu 8—9 m nad powierzchnią wody (90—95 m n. p. m.). Na tarasie tym leżą zielone iły jeziorne, przykryte 1 m grubości piaskiem warstwowanym. Iły te wskazują na to, że niecka kikolska była basenem jeziornym już przed nasunięciem się kikolskiego festonu lodowego, w czasie jego trwania iły jeziorne zostały przykryte piaskiem, a pod festonem wytworzyła się rynna jeziora Sumińskiego.

Dno jeziora Kikolskiego jest płaskie, posiada kształt misy równomiernie obniżającej się do głębokości 6,5 m. Platforma podwodna sięga do 2 m głęb., jest szeroka, a tylko około miasta Kikoła jest wąska i stroma. Na jeziorze tem wykonałem 106 pomiarów głębokości w 6 ciągach.

Jeziora zaporowe moren południowych.

Moreny czołowe, znajdujące się w południowej części ziemi Dobrzyńskiej w odległości zaledwie 12 km od doliny Wisły, zamykają swemi oddzielnemi łukami dość wielkie jeziora. Łuk moreny czołowej pod Ostrowitem zamyka jezioro Ostrowite. Wzgórza moreny czołowej znajdują się po południowo-wschodniej i północno-zachodniej stronie jeziora. W kierunku południowym rozciąga się bagnista, zatorfiona dolina, którą płynie struga, odwadniająca jezioro do jez. Zbytkowo a stąd do Wisły. Jezioro znajduje się już w stadjum zaniku, posiada nierówne dno z wielką wyspą w części zachodniej.

Łuk moreny czołowej pod Teodorowem zamyka od strony zachodniej i północno-wschodniej jezioro Czarne i jezioro Orłowskie. Oba te jeziora są od siebie oddzielone dwoma na 15 m wysokiemi wzgórzami piaszczystemi. Od strony południowej rozciąga się, podobnie jak nad jez. Ostrowitem, bagnista dolina, którą to jezioro odpływało ku południowi do jeziora Tupadły. Badania batymetryczne ograniczyły się jedynie do zmierzenia głębokości we wschodniej części jeziora Orłowskiego. W połowie jeziora głębokość wynosiła 28,7 m. Odmiennie od Ostrowitego jezioro to zachowało swą świeżą formę brzegi posiada

zarosłe wąskim pasem sitowia, platformę podwodną wąską i stromą, Na jeziorze tem wykonałem 55 pomiarów.

Jeziora na krawędzi zandru.

Wschodnia część ziemi Dobrzyńskiej przedstawia krajobraz równiny zandrowej, ciągnącej się aż do niecki raciąskiej. Wzdłuż zachodniej granicy zandru ciągnie się pas mokradeł i bagien, które miejscami posiadają zagłębienia wypełnione jeziorami. Piaszczysta powierzchnia zandru właściwego rozpoczyna się dopiero w odległości 2 km od wzgórz moreny czołowej. Ten dwu-kilometrowy pas przedstawia krajobraz wyrównany, pokryty piaskiem, żwirem i głazami. Na granicy tego pasa i zandru ciągnie się obniżenie płytkie, wypełnione mokradłami, które powstało przez erozję wód, płynących z północy na południe w okresie topnienia lodów. Wody te zrazu odpływały do niecki raciąskiej, lecz po osadzeniu zandru, kiedy ilość wód spadła w ostatniej fazie topnienia lodów, nagromadzone piaski zandrowe zatamowały ten odpływ. Wówczas wody roztopowe zmieniły swój kierunek i błądziły u stóp moren czołowych równolegle do krawędzi lodów, rzeźbiąc płytką dolinę. Śladem ich błądzenia są owe mokradła i jeziora: Skępskie, Księte, Sadłowo, Skrwilno, Szczutowskie i Orszulewskie.

Grupa jezior Skępskich.

Na wschód od Lipna biegnie przez Głodowo i Wierzbick do Rzuchowa pas moren czołowych. Moreny rzuchowskie przedłużają się ku wschodowi do jezior Skępskich i zamykają od strony zachodniej jezioro Wielkie. Od strony południowej zamyka je wał o płaskim wyrównanym grzbiecie, zbudowanym z piasku, który przykrywa litą glinę morenową z głazami. Wał ten jest prawdopodobnie wzgórzem morenowem, zdegradowanem i wymodelowanem przez fale wód topniejącego lodu. Dalej ku wschodowi i południowi rozciąga się wielki obszar bagien, zarosłych torfem o podłożu zbudowanem z iłów jeziornych dawnego zastoiska skępskiego. Pośród tych bagien leżą inne jeziora grupy skępskiej: Skępskie Małe, Mielno, Czermno i jeziorko pod wsią Wólka. Olbrzymią misę zastoiska ogranicza poziom 119 m n. p. m.

Jezioro Skępskie Wielkie posiada kształt elipsy wydłużonej w kierunku równoleżnikowym z zatokami wciskającemi się w brzeg południowy. Wschodnia część jeziora jest zatoką, oddzieloną wąskim przesmykiem. Ku wschodowi łączy się ono krótką strugą z jeziorem

Skępskiem Małem. Brzeg południowy, obramowany wspomnianym wałem, jest stromy, 10 m wysoki, platforma podwodna z tej strony wąska, spada stromo do największej głębokości 4,2 m. Brzeg północny jest płaski, niski, platforma podwodna szeroka. Dno jeziora posiada kształt misy jednostronnej z wgłębieniem w stronie południowej. Na jeziorze tem wykonałem 79 pomiarów głębokości w 7 ciągach poprzecznych.

Kształt dna jeziora oraz budowa wspomnianego wału morenowego wskazuje, że wał ten wytworzył się przez wyciśnięcie materjału moreny dennej przez nacisk krawędzi lodu na podłoże w formę moreny wyciśnięcia (Staumoräne). Poziom gliny zwałowej jest w nim nierówny i zaburzony. Piasek, który przykrywa go, pochodzi z akumulacji wód roztopowych. Powierzchnia wału została wyrównana i zniszczona falami dawnego zastoiska. Jezioro Skępskie Wielkie jest zatem jeziorem zaporowem, powstałem na granicy bagnisk zandrowych, zatamowanem moreną wyciśnięcia. Odpływa ono obecnie na zachód do Mieni lipnowskiej wąwozem przełomowym poprzez morenę rzuchowską.

Jezioro Orszulewskie, największe w badanym terenie, zajmuje przestrzeń 310 ha. Co do głębokości należy jednak do najpłytszych ze zbadanych jezior. Największa jego głębokość wynosi 5,9 m. Jezioro Orszulewskie wraz ze Szczutowskiem znajduje się na skraju piaszczystej równiny, sięgającej od jezior Skępskich. Środkiem tej równiny płynie Skrwa; przepływała ona dawniej przez jezioro Orszulewskie, czego dowodem jest bagnista, płytka dolina, wiodąca od dzisiejszej Skrwy do północnej części jeziora, zamaskowana obecnie wydmami piaszczystemi. Przyczyniły się one zapewne do odsunięcia Skrwy na wschód od jeziora. Na jeziorze tem wykonałem 57 pomiarów głębokości w 5 ciągach. Izobaty wykazują istnienie rynny na dnie jeziora po jego wschodniej stronie. Najgłębsze miejsce jej znajduje się naprzeciw wylotu odpływu jeziora na wschód do Skrwy. Rynna ta wskazuje na to, że została wyerodowana przez rzekę, płynącą przez jezioro a kierunek jej zaznacza kierunek nurtu rzeki polodowcowej.

Brzegi jeziora są niskie, płaskie, platforma podwodna szeroka i płytka spada stromo do dna misy jeziornej, które ogranicza izobata 4 m. Oprócz wspomnianej rynny, dno jest zupełnie płaskie. Piaski otaczające jezioro potworzyły regularne wydmy, które po stronie zachodniej zostały utrwalone przez las oraz proces orsztynizacji.

Jeziora na południe od strefy moren czołowych.

Na obszarze równiny nadwiślańskiej znajdują się płytkie zatorfione jeziora, ulegające zanikowi. Równina nadwiślańska nie uległa zlodzeniu w czasie ostatniego nawrotu lodu lądowego w ziemi Dobrzyńskiej, to

też przedstawia krajobraz starszy, wyrównany. Jeziora są tu nieliczne. Z większych zachowały się jedynie Zbytkowskie, Chalin, Chełmickie i Tupadłowskie.

Jezioro Chalin znajduje się na zachód od doliny Skrwy. Na północ rozciąga się krajobraz falistej moreny dennej, w który przechodzi równina nadwiślańska. Posiada ono kształt prostokąta o dłuższej osi, skierowanej równoleżnikowo. W porównaniu do dość wielkiego obszaru jest ono ogromnie płytkie. Największa głębokość nie przekracza 4 m. Zagłębienie rynienkowate dna znajduje się przy południowym brzegu. Dno jest nierówne, pofalowane nieregularnemi niskiemi garbami o 1 m deniwelacji. Jest ono przykryte szlamem roślinnym gnilnym zielono-brunatnej barwy o woni siarkowodoru. Dopływ do jeziora istnieje od strony wschodniej, odpływa zaś ku zachodowi. Na jeziorze tem wykonałem 176 pomiarów głębokości w 9 ciągach.

Brzegi niskie do 2—3 m n. p. wody zbudowane są z litej gliny zwałowej z głazami. Platformy podwodnej jezioro to nie posiada.

Jeziora bezodpływowe.

Są najczęściej tak małe, że uchodzą uwagi badacza; występują tak w części północnej jak też południowej ziemi Dobrzyńskiej. W ostatniej przeważają „oczka", podczas gdy w pierwszej leżą bądź w obszarze moren czołowych, bądź falistej moreny dennej, bądź też występują w sąsiedztwie ozów i drumlin. Pośród moren czołowych wypełniają one zagłębienia eworsyjne. Są przeto pomimo małych wymiarów odpowiednio głębokie, posiadają strome brzegi i ogromnie wąską platformę podwodną. Profil poprzeczny takich jezior posiada kształt lejka o płaskiem dnie. Ludność miejscowa nazywa je „kotłami". Inne jeziorka bezodpływowe towarzyszące ozom są podłużne, płytkie i wypełniają niewielkie zagłębienia, wytworzone przez erozję subglacjalną strumienia, który usypał sąsiedni oz. Jeziorka drumlinowe wypełniają zagłębienia, znajdujące się pomiędzy drumlinami, dno ich jest najczęściej negatywem formy sąsiedniego drumlinu.

Jeziorko Głęboczek znajduje się na NE od jezior Żalskich, pośród krajobrazu moreny czołowej. Prawdopodobnie w okresie topnienia lodów na terenie ziemi Dobrzyńskiej było ono włączone w system jezior Żalskich, gdyż na południe odeń znajduje się stara bagnista dolina, prowadząca do jeziora pod Nadrożem, które odpływa do bagien otaczających jezioro Ruda. Również w kierunku północno-zachodnim znajduje się ślad dawnej rynny, ciągnącej się do jeziora Czarownicy. Rynny te są obecnie poprzerywane poprzecznemi gliniastemi ryglami i zwałami gliny dyluwjalnej tak, że dziś niema żadnego połączenia po-

między wymienionemi jeziorami. Jezioro Głęboczek posiada kształt wydłużonej elipsy, której oś dłuższa biegnie w kierunku NE. Brzeg północny jeziora jest stromszy i wyższy od południowego, wznosi się na 25 m nad zwierciadło wody, brzeg południowy natomiast jest niższy i posiada łagodny spadek. Platforma podwodna znajduje się na głębokości 1,5—2,5 m, spada równomiernie do dna jeziora, które ogranicza izobata 7—9 m. Największa głębia znajduje się w północno-zachodniej części jeziora, wynosi 13,8 m. W stosunku do małej powierzchni 16 ha jest to głębokość znaczna. Na jeziorze tem wykonałem 80 pomiarów głębokości w 9 ciągach.

Jeziorko Skrzynka należy do ciekawszych jezior bezodpływowych, gdyż znajduje się wewnątrz wzgórza moreny czołowej pod Wolą. Leży ono w północnej stronie wzgórza, zasłonięte ze wszystkich stron wysokiemi kulminacjami tej moreny. Brzeg południowy zamyka je amfiteatralnie stromym skłonem opadającym bezpośrednio do jeziora. Od strony północnej brzeg jest niski (około 5 m) obniża się ku północy do wsi Lubinek. Jeziorko Skrzynka jest najmniejsze pośród zbadanych, liczy zaledwie 1·8 ha powierzchni, posiada stosunkowo znaczną głębokość, wynoszącą 8 m. Brak w niem zupełnie platformy podwodnej tak, że stok południowy spada bezpośrednio do największej głębiny. Misa jeziorna posiada kształt lejka o płaskiem dnie, które ogranicza izobata 6 m. Asymetrja stoków jest widoczna, po stronie południowej stok jest stromy po północnej łagodny. Dno jeziora wraz z brzegami posiada ten sam skład co morena czołowa — piaszczystą glinę zwałową z niewielkiemi głazami, w największej głębokości pokryte jest czarnym, torfiastym iłem. Jez. Skrzynka jest doskonałym przykładem typu „kotła", wytworzonego przez erozję lodowca. Na jeziorze tem wykonałem 42 pomiary głębokości w 4 ciągach, krzyżujących się pośrodku.

Na przedpolu moreny czołowej pod Wolą tuż przy drodze z Kikoła do Lubicza znajduje się drugie bezodpływowe jeziorko Koćbądź. Pod względem wymiarów jest ono większe od Skrzynki i znacznie płytsze od niego, zatem nie posiada typu „kotła", powstałego przez eworsję mas lodowych, lecz może być zaliczone do jezior moreny dennej.

Jeziorka dyluwjalne („oczka").

Oczka znajdują się w badanym terenie przeważnie na równinie nadwiślańskiej, występują jednak również, aczkolwiek mniej licznie, na obszarze północnym. Jeśli ograniczymy nazwę typowych „oczek" do jeziorek małych, znajdujących się na wierzchowinie równiny morenowej, okaże się, że na równinie ciągnącej się wzdłuż Drwęcy znajdziemy 41 „oczek", których większość uległa zanikowi. Śladem ich istnienia są płytkie, torfiaste zagłębienia kształtu okrągłego, które jedynie w porze

deszczów wypełniają się wodą. Na obszarze falistej moreny dennej występują „oczka“ mniej licznie i to jedynie na wyrównanych częściach terenu, które w okresie ostatniego zlodzenia ziemi Dobrzyńskiej były przykryte mało-ruchliwą masą lodu martwego. Na wierzchowinie dyluwjalnej w okolicy jeziora Steklin znajdujemy 12 „oczek“, na północnym-wschodzie od Lipna i na zachód od niecki kikolskiej znajduje się 14 „oczek“. Na wierzchowinie między morenami rzuchowskiemi a chrostkowskiemi — 7 „oczek“. W okolicy moren czołowych pod Ostrowitem i Orłowem znajdują się tylko 4 „oczka“. Zatem cały obszar ograniczony od południa moreną ostrowicką, od wschodu doliną Skrwy, od północy Drwęcą posiada 72 „oczka“.

Równina nadwiślańska, znacznie mniejsza od wymienionego obszaru, zawiera „oczka“ w większej ilości. Na zachód od doliny środkowej Skrwy znajduje się 8 „oczek“. Pomiędzy doliną Skrwy a Wisłą na południu i wschodzie znajduje się ich 75 — razem 83. Najgęściej występują „oczka“ na północ od Dobrzynia nad Wisłą oraz w okolicy jeziora Chalin. Cechą charakterystyczną „oczek“ jest występowanie w grupach a nie pojedyńczo, najczęściej na działach wodnych o podłożu nieprzepuszczalnem, zgodnie z obserwacją prof. Pawłowskiego (21). Kwestja genezy „oczek“ nie jest jeszcze definitywnie ustalona. Według Steusloffa (30) „oczka“ powstały przez zapadnięcie się powierzchniowego gruzu morenowego nad krą lodową, pozostawioną przez topniejące lody; powstają przez to okrągławe lejki wypełnione wodą. Według tej hipotezy obszary z ostatnich okresów zlodzenia powinny zawierać więcej „oczek“, aniżeli obszary starszych zlodowaceń. „Oczka“ w ten sposób powstałe powinny ulegać stopniowemu zanikowi w miarę starzenia się krajobrazu, a w rozmieszczeniu ich nie powinna istnieć reguła występowania grupami, gdyż miejsca pozostawienia kier przez topniejący lód lądowy są przypadkowe. W istocie często w krajobrazach dyluwjalnych starszych znajdujemy więcej „oczek“, jak np. w południowej części ziemi Dobrzyńskiej. Występowanie „oczek“ grupami na działach wodnych i podłożu nieprzepuszczalnem wskazuje raczej że przyczyna ich powstania jest związana z wodą gruntową, a położenie na działach wodnych posiada wpływ na ich zachowanie, te bowiem „oczka“, które wytworzyły się poza obrębem wierzchowiny i działów wodnych uległy szybszemu zanikowi, skutkiem zamulenia czy to przez wody opadowe, czy też intensywniejszą denudację. Ślady ich pozostały w postaci małych, płytkich torfowisk.

W okolicy wsi Mazowsza znajduje się małe, o 6 m średnicy, torfowisko w zagłębieniu „oczkowem“, którego ściany graniczą z litą gliną dyluwjalną. Brzegi graniczne torfowiska są prawie prostopadłe, a torf

sięga do 5 m głębokości. Przed narośnięciem torfu „oczko“ posiadało kształt lejka, jak jeziorka eworsyjne. Hipoteza Steusloffa może mieć do tego typu „oczek“ swe zastosowanie, jednak „oczka“ żywe powinny znaleźć inne wytłumaczenie swej genezy. W referacie przedstawionym na II. Zjeździe Geogr. Słowiańskich w Polsce p. t. „Uwagi o genezie jezior rynnowych i oczek“, podałem hipotezę pseudokrasowego pochodzenia ich. Opierałem się na fakcie, że w glinie zwałowej często znajdują się soczewkowate nagromadzenia głazów wapiennych, które ulegają wyługowaniu przez wody gruntowe tem łatwiej, jeśli morena leży na nieprzepuszczalnych iłach jeziornych, lub plioceńskich. W okolicy Dobrzynia nad Wisłą nieprzepuszczalne iły plioceńskie podścielają morenę denną, bogatą w wapień. Podobnie w okolicy Płocka morena denna leży na iłach jeziornych zastoiskowych i tam również oczka występują liczniej aniżeli w innych okolicach. Morena nad wyługowanym wapieniem ulega zapadnięciu się, tworząc lejek pseudokrasowy do poziomu wody gruntowej, która nawet w porze suchej wypełnia „oczko“. Pozostawiam poruszoną myśl kwestji ściślejszych badań.

Wnioski.

W. Portmann w pracy swej [22] wydziela 6 typów jezior dyluwjalnych głównie na podstawie batymetrji i morfologji dna. Wyróżnia on następujące typy jezior: 1) jeziora rynnowe, 2) jeziora zaporowe *(Wallbergseen)*, 3) jeziora niecki festonowej *(Zungenbeckenseen)*, 4) jeziora eworsyjne, 5) jeziora złożone *(Kombinationsseen)* występujące w obszarze moren czołowych i piaszczystych pustaci, 6) jeziora nieckowe *(Muldenseen)*, 7) jeziora o typie nieoznaczonym *(unbestimmten Typus)*, 8) jeziora zapadliskowe *(Einsturzseen)*. W polskiej literaturze dyluwjalnej i limnologicznej unika się, zupełnie słusznie, nomenklatury Portmanna, który swój podział opiera nie na podstawach genetycznych, lecz stosuje nomenklaturę opartą o podstawy genetyczne. Takie określenie Portmanna jak: jeziora złożone, lub jeziora niecki festonowej *(Zungenbeckenseen)* nie określają dostatecznie ani genezy danego jeziora, ani nie charakteryzują formy i roli w morfologji terenu. Jeziora niecki festonowej mogą być rynnowe, zaporowe, eworsyjne, lub morenowe i nie wymagają odrębnej nomenklatury. W stosunku do określenia typów jezior ziemi Dobrzyńskiej starałem się zachować nomenklaturę, znaną z prac polskich limnologów oraz wprowadziłem odpowiednie zmiany dla typów dotychczas niewyodrębnionych.

Jeziora ziemi Dobrzyńskiej można podzielić na: *A.* dyluwjalne i *B.* podyluwjalne.

W pierwszej grupie wyróżniłem:

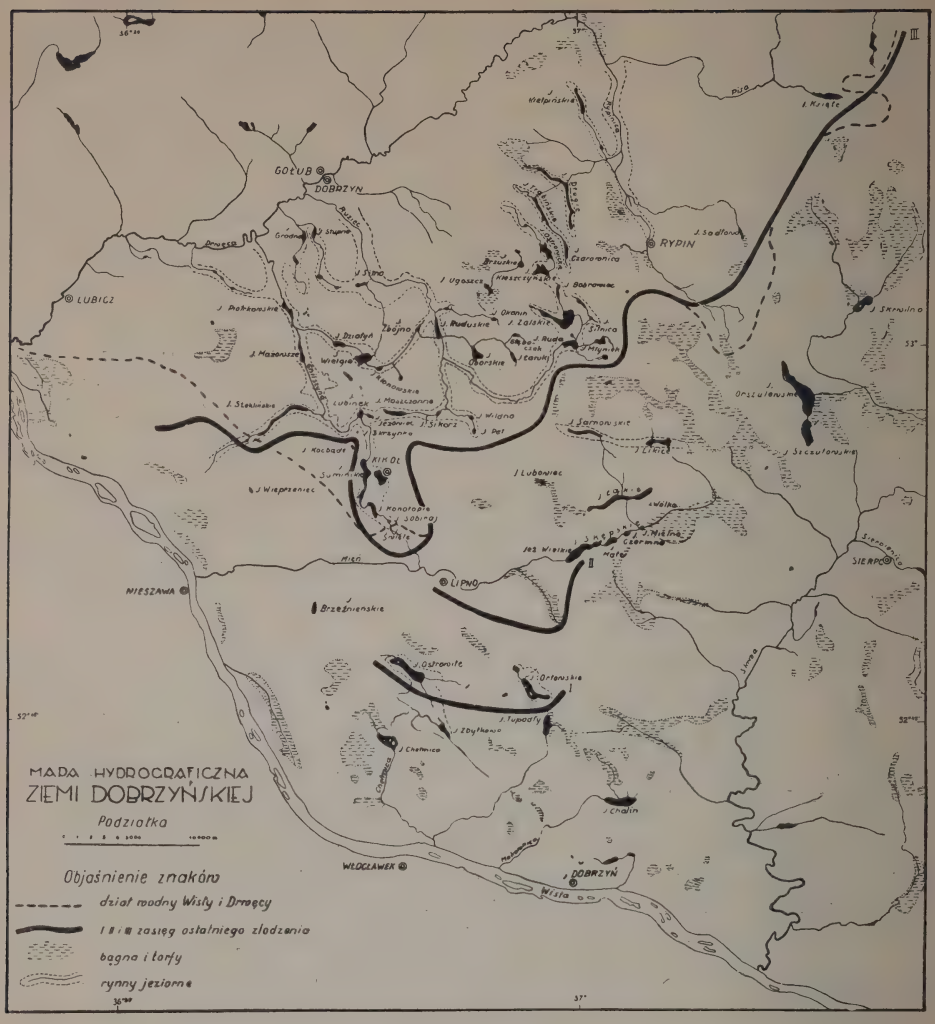
I. 1) Jeziora rynnowe „subglacjalne", które charakteryzuje: *a)* kształt rynny wąski a długi, *b)* nierówne dno z przegłębieniami, *c)* rygle poprzeczne i meandry, *d)* oś dłuższa skierowana w kierunku ruchu mas lodowych, *e)* czasem akumulacja „kopców" na dnie. 2) Jeziora rynnowe „szczelinowe" *a)* kształt rynny nieco szerszy jak w typie poprzednim, *b)* dno nieckowate, płaskie lub z przegłębieniem rynienkowatem, *c)* brak rygli poprzecznych, *d)* oś dłuższa skierowana równolegle do krawędzi lodu lądowego, *e)* zazwyczaj występowanie pasami, często we wspólnej większej rynnie. 3) Jeziora szczelinowe „intraglacjalne" o cechach jak pod 2), oś dłuższa skierowana w kierunku ruchu mas lodowych.

II. Jeziora zaporowe: 1) Moreny czołowej, o cechach następujących: *a)* istnienie z jednej conajmniej strony jeziora zapory w postaci wzgórz moreny czołowej lub wału morenowego, *b)* dno nierówne, często uwyspione, *c*) kształt nieregularny z licznemi zatokami, *d*) rzeźba otoczenia zazwyczaj odzwierciedla się w kształcie dna. 2) Moreny wyciśniętej: *a)* zazwyczaj płytsze od poprzedniego typu, *b)* dno nieckowate z przegłębieniem po tej stronie, nad którą znajduje się morena wyciśnięcia, jakby jej negatyw.

III. Jeziora moreny dennej znajdują się poza obszarem wzgórz moren czołowych w krajobrazie falistej lub wyrównanej moreny dennej. Zazwyczaj posiadają kształt okrągławy, mniej lub więcej wydłużony, brzegi płaskie, niskie (do 4 m), słabo urzeźbione, zbudowane przeważnie z litej gliny zwałowej, dno nieckowate, płytkie. Niektóre z tych jezior genetycznie powstały jako jeziora zaporowe, lecz zapora ich z biegiem czasu uległa zniszczeniu i rozmyciu, a płaskie dno wytworzyło się przez zasypanie nierówności, natomiast okrągławy kształt brzegów powstał przez działanie prądów okrężnych, które rozmywały półwyspy, a zamulały zatoki.

IV. Jeziora „kotły" odpowiadają w nomenklaturze dyluwjalnej jeziorom „eworsyjnym", charakteryzują je: *a)* niewielkie wymiary, *b)* nieproporcjona do wielkości, znaczna głębokość, *c)* brak platformy podwodnej (lub bardzo wąska), *d)* kształt owalny lub okrągły, *e)* lejkowaty kształt misy jeziornej *f)* najczęściej brak odpływu i połączenia z sąsiedniemi jeziorami.

V. Jeziora „pozastoiskowe" są resztą dawnych większych jezior zastoiskowych, to też znajdują się z reguły w obszernej misie jeziornej, lub wśród bagien: *a)* w misie jeziornej pod piaskami lub torfami leżą iły jeziorne, *b)* brzegi posiadają zazwyczaj niskie i płaskie, zarosłe szerokim pasem sitowia. Jeśli przepływa przez nie struga, rzeźbi ona w płytkiem ilastem dnie koryto.



VI. Jeziorka d r o b n e. Jako odrębny typ jezior należy wyróżnić małe jeziorka dyluwjalne najczęściej bezodpływowe, które towarzyszą ozom jako jeziorka „ozowe“, drumlinom jako „drumlinowe“, oraz jeziorka „krajobrazu morenowego“. Różnią się one od siebie genetycznie. Pierwsze powstały pod wpływem erozji wód subglacjalnych, budujących ozy, posiadają one kształt małych, owalnych jeziorek lub mokradeł, leżą często w rynnie towarzyszącej zazwyczaj ozom. Oś dłuższa biegnie w nich równolegle do osi ozu.

Drugie wypełniają zagłębienia bezopływowe pomiędzy drumlinami, będące negatywami wzgórzy drumlinowych, powstały one w czasie

modelowania wzgórzy drumlinowych ze starych moren czołowych przez prąd lodu lądowego. Zagłębienia przybrały kształt podłużnych niecek, wypełnionych gruzem lodowym, po usunięciu się lodów zostały one wypełnione jeziorkami. Trzecie wypełniają zagłębienia bezodpływowe w krajobrazie moreny czołowej i ulegają stopniowemu zanikowi przez zasypywanie tychże na drodze denudacji sąsiednich wzgórz morenowych.

VII. „Oczka“ znajdują się na działach wodnych wierzchowiny morenowej częściej w krajobrazie dojrzałym, na podłożu nieprzepuszczalnem. Geneza ich jeszcze nie jest dostatecznie rozstrzygnięta.

Wreszcie jeziora polodowcowe występują jedynie w dolinie Wisły i Drwęcy, na ich wysokim i średnim tarasie. Na wysokim tarasie znajdują się jeziora zatamowane wydmami piaszczystemi. Do tego typu jezior należy dość duże jezioro na południe od wsi Brzeźno, zamknięte od zachodu, wschodu i północy wysokiemi, nieporosłemi wydmami. Niewielka grupa takich jezior znajduje się dalej na południe w okolicy Mościsk, wreszcie większe jeziorko znajduje się pod wsią Osówka tuż u stóp stoku tarasu ku wierzchowinie. Na tarasie średnim znajdują się typowe starorzecza. Do jezior polodowcowych zaliczyć można również jeziorka torfowiskowe, tak pośród obszarów dawnych zastoisk, jak też w rynnach jeziornych. Są one zazwyczaj świadkami dawnych głębin jeziornych.

Résumé.

Au cours des recherches géologiques, poursuivies en 1923 et 1924 dans le pays de Dobrzyń, qui s'étend entre la Vistule et ses affluents la Drwęca d'un côté et la Skrwa de l'autre, l'auteur voua une attention spéciale à la question de l'origine des lacs qui caractérisent cette région. Conformément au passé géologique, on trouve dans la partie septentrionale du pays de Dobrzyń un grand nombre de lacs assez jeunes et profonds et, dans la partie méridionale, des lacs espacés, rares et plats, en train de disparaître.

Le pays de Dobrzyń appartient à ces régions de la Pologne qui furent glacées plusieurs fois durant l'époque diluviale. Pendant la régression de la deuxième glaciation, le glacier continental s'est arrêté sur la ligne de moraines frontales qui traversent le pays de Dobrzyń du SE au NW et sont assez effacées. Par contre on se heurte dans la partie occidentale dudit pays à des moraines frontales très fraîches; elles courent vers le NE et limitent un paysage à l'aspect si frais et bien conservé comme si le glacier continental venait à peine de le quitter.

L'auteur a constaté qu'on est là en face d'un territoire qui, après la régression de la dernière glaciation, fut à nouveau glacé par un lobe du glacier continental qui avait envahi le NW de cette région. Cette partie du pays est aussi couverte d'un grand nombre de lacs. En tout on y trouve 344 lacs dépassant la superficie d'un hectare. Prises ensemble, leurs surfaces réunies donneraient une nappe d'eau de 32 km carrés. Le nom de plateau lacustre (pojezierze) donné à toute cette région, est donc tout à fait fondé.

Au cours des études poursuivies dans le pays l'auteur a mesuré les profondeurs et dressé des cartes en isobathes de 29 lacs cités sur la liste des lacs qui suit. On a constaté que, sous ce point de vue, les lacs se rangent en plusieurs groupes différents. Le groupe du Nord, voisin de la vallée de la Drwęca, se compose de lacs en chenal qui s'échelonnent du NNW au SSE. Entre la vallée de la Rypinica et la jonction de la Drwęca et de la Vistule il y a 9 chenaux parallèles. Les unes sont encore, soit entièrement, soit en partie occupées par des lacs, l'eau des autres s'est écoulée et quelques unes furent utilisées par des rivières qui se jettent dans la Drwęca comme par ex. la Rypinica, Ruziec, Gnilszczyna. Les traits caractéristiques de ces lacs sont: le cours sinueux de la cuvette du lac, les rives hautes, l'étroite plateforme et le fond fortement incliné. Des bancs de sable ou d'argile forment des hauts fonds et divisent le fond du lac en des parties tour à tour plates et profondes. Ces traits caractérisent les lacs qui doivent leur origine à des cours d'eau du glacier fondant qui coulaient sous la glace. Sur leur fond il y a des élévations elliptiques composées de sable dont l'axe suit celui du lac lui-même. Il n'y a qu'un seul parmi ces lacs à direction N-S (l. de Kiełpiny) qui a un fond uni, plat, ne formant pas de sinuosités de même qu'il ne possède pas de bancs transversaux. Aussi l'origine de ce lac-là est-elle autre que celle des autres lacs de ce groupe. Les rivières qui passent à présent par les chenaux lacustres et coulent vers le Nord, avaient au commencement, la régression du glacier continental achevée, une autre direction, celle du N au S. A la suite de l'érosion régressive qui parvint à la vallée de la Drwęca, elles changèrent de direction en tournant leur cours du côté opposé, et maintenant elles se jettent dans la Drwęca. Très remarquable est aussi le fait que les bords de tous les chenaux sont plus élevés au sud qu'au nord, ce qui peut être l'indice d'une lente élévation de tout le terrain, plus accélérée cependant au sud qu'au nord.

Un deuxième groupe est formé par des lacs qui accusent une direction E-W, donc parallèle à la lisière du glacier. Ils commencent par le lac de Steklin, situé à proximité de la vallée de la Vistule.

Les traces d'un ancien écoulement de ce lac dans la Vistule sont visibles sous la forme d'un ruisseau qui se perd dans le sable de la deuxième terrasse de la Vistule; l'écoulement principal a lieu actuellement vers Gnilszczyna. Cet écoulement possède toutes les marques caractéristiques, il doit son origine au captage d'un ruisseau, alimentant le lac, par un petit affluent de la Gnilszczyna; ensuite il se produisit un détournement du cours de ce ruisseau.

A l'est, ce lac communiquait directement avec les lacs parallèles du voisinage. Sur le terrain en question, ces lacs constituent une bande allant jusqu'au fond du champ du „sandr" qui s'étend à l'est des moraines frontales. Cette bande est coupée au milieu par ces moraines très fraîches qui constituent les hauteurs les plus élevées dans le pays de Dobrzyń.

Les lacs en chenal à direction E-W, situés à l'est des moraines frontales mentionnées, sont plats et leurs bords sont bas; ils ont été, selon toute probabilité, comblés par les sables du „sandr". A l'est, là où ils prennent fin, se dresse un cône de déjection qui empêche l'écoulement des eaux. Par contre, les lacs situés à l'ouest de ces moraines présentent des bords hauts, entaillés dans la moraine de fond, et atteignent une profondeur considérable (p. exp. le lac Moszczonne 33 m). Le fond de ces lacs est plat et rappelle le relief du lac de Kiełpiny, faisant partie du premier groupe. Le fait que les lacs parallèles, situés des deux côtés de la chaîne de moraines, forment une même suite, suggère la conclusion qu'ils ont dû se former à la place d'une ancienne vallée fluviale qui, au temps où le lobe du glacier avançait du NW, fut en partie comblée par les masses de moraines et divisée en des bassins lacustres distincts. Au bord de la vallée, l'extrémité du glacier a subi un morcellement et les eaux, s'évadant par des crevasses, érodèrent, le long du rebord du glacier, des bassins lacustres. Des hauteurs composées d'un mélange de gravier et de sable qui, en forme de collines, s'élèvent au sud des lacs Moszczonne et Sikorz, dénoncent un bord latéral peu mobile du lobe glaciaire. Pour distinguer ces lacs des lacs en chenal du premier groupe qui se sont formés sous la glace, l'auteur les désigne comme des lacs de crevasses.

Le groupe suivant comprend les lacs de moraines, entièrement différents. Ce sont des lacs relativement grands, fermés au sud par des moraines frontales provenant de la récession du glacier continental. Les lacs situés aux environs du village de Żałe peuvent nous servir d'exemple. Ils communiquent encore actuellement avec les lacs du premier groupe par de ruisseaux desséchés, ce qui prouve que l'écoulement des eaux fournies par le glacier fondant s'effectuait en premier lieu par ces lacs vers le sud. Dans ce groupe, on rencontre de lacs aux

contours irréguliers, souvent en forme de fer à cheval avec nombre de baies et de presqu'îles. Leur fond inégal est coupé de hauts fonds qui forment souvent des îles, de même qu'il s'abaisse en bas fonds, le tout sans ordre ni proportions. Leurs bords, en conformité avec le relief des environs, sont le plus souvent élevés, mais uniquement d'un côté; le bord opposé est souvent bas avec une large plateforme sous la nappe d'eau. Parmi les plus grands de ce groupe il faut compter le lac de Żałe qui réunit en lui les caractères distinctifs des lacs en chenal et ceux des lacs de moraines frontales. Il affecte la forme d'une pipe dont le tuyau présente les marques spécifiques des lacs en chenal et le fourneau, au contraire, celles des lacs de moraines frontales; cette dernière partie est même bornée au sud par des hauteurs de moraines. La partie méridienne, plus large, fait voir à l'est une large (jusqu'à 100 m) plateforme sablonneuse et plate, tandis qu'à l'ouest, nous la voyons étroite et escarpée: cette apparente dissymétrie de rivages est causée par les vents soufflant de l'ouest qui y prédominent en été et qui chassent les vagues chargées de sable vers le bord oriental; ce phènoméne se laisse observer aussi sur d'autres lacs d'une direction meridienne.

Le quatrième groupe de lacs est formé par des lacs logés dans le bassin de Kikół (aux environs de la petite ville de ce nom). Le bassin de Kikół est formé par l'action érosive d'un lobe de glacier qui s'avançait vers le sud en partant de la masse du glacier continental stationnant sur la ligne des moraines frontales les plus fraîches (ligne troisième sur la carte ci-jointe). Ce lobe a érodé une excavation remplie de formations et de lacs en chenal. Nous trouvons sur ce terrain 6 lacs. Un des plus intéressants est le petit lac Sobiraj en travers duquel passe la ligne de partage des eaux entre la Drwęca et la Vistule. Nous assistons dans cet endroit à un captage d'un affluent de la Vistule, à savoir de la Mień Lipnowska, par la Drwęca, comme cela s'est produit déjà sur le cours de décharge du lac de Steklin.

Un groupe suivant est formé par des lacs morainiques situés sur le terrain d'une moraine de fond ondulée, répandue au nord des hauteurs de moraines du dernier glacier dans ce pays. Ce sont des lacs pas trop grands avec des bords irréguliers et un fond inégal. Leur profondeur est considérable en comparaison avec leur superficie modeste, p. exp. le petit lac d'Okonin a une superficie d'à peine quelques hectares et une profondeur de 15 m. Les lacs appartenant a ce groupe, mais situés un peu plus au nord dans un paysage transitoire entre le terrain ondulé et la plaine de la Drwęca, sont de beaucoup moins profonds.

D'ici s'avancent vers l'ouest des lacs avoisinants un terrain couvert

de „drumlins"; parmi eux se trouve le lac de Wielgie, le plus profond de tous (39 m). Cette grande profondeur peut provenir de l'évorsion du glacier.

Lorsque nous passons vers l'est de notre territoire, nous trouvons sur le bord du terrain du sandr, au pied des moraines frontales, une zone de marécages parallèles à la lisière frontale du glacier continental. Dans cette zone il y a des lacs qui, différemment des groupes déjà mentionnés, ont une grande superficie, un fond aplani, des bords plats sablonneux et peu de profondeur.

Il en est le plus grand parmi les lacs du pays de Dobrzyń, notamment le lac d'Orszulewo qui a 310 hectares de superficie sur 5 m seulement de profondeur. Ces lacs sont probablement les restes d'anciennes stagnations, résultées à leur tour d'une rapide fusion du glacier. D'ici les eaux de fusion s'écoulèrent vers le sud au pied des moraines frontales et vers l'est dans la Wkra. Le sable de sandr que charriaient ces eaux finit par empêcher leur écoulement, ce qui, à la suite, favorisa au pied de ces moraines frontales la formation de marécages et de stagnations dont les restes sont justement les lacs mentionnés.

Un groupe de lacs à part, tenant en partie au dernier type, en partie à celui de moraines, est formé par le lac de Skępe. Le plus grand d'entre eux, le Wielkie (Grand lac) est endigué au sud par une moraine d'argile pressée par le glacier d'en dessous d'une soi-disant moraine de pression (Staumoräne). Les lacs de ce groupe se trouvent au milieu d'un vaste terrain tourbeux et sont les restes d'un lac anciennement beaucoup plus grand, desséché depuis. Le sandr s'étend jusqu'au sud de ce lac, et c'est par là que coulaient les eaux de fusion vers la rivière de Skrwa. Actuellement les lacs de Skępe se déchargent vers l'ouest dans la rivière de Mień Lipnowska, qui leur doit ainsi son origine. Le cours d'écoulement actuel forme une rupture à travers la bande de moraines frontales (marquée sur la carte). Cette rupture est relativement récente et met à l'évidence le fait que, du bassin de la Skrwa, les lacs de Skępe sont passés dans le réseau du bassin de la Mień.

Le groupe de lacs situé au sud des dernières moraines frontales diffère sensiblement des groupes déjà examinés. Les lacs de cette partie du terrain étudié ne sont pas nombreux, de même qu'ils ne sont pas profonds. Beaucoup d'entre eux ont des bords tourbeux, couverts de joncs, et il en émerge des îlots, même boisés. Les plus profonds parmi eux sont des lacs de moraines frontales, comme Ostrowite et Orłowskie. Ils sont barrés au sud par des remparts de moraines frontales ou par des hauteurs morainiques, marquées sur la carte par la ligne I. Par contre, au sud de cette ligne, dans la plaine de la Vistule, il y a des

lacs dont la profondeur ne dépasse pas 2 m. Leur fond est recouvert d'un limon très fangeux et bourbeux d'origine végétale.

Dans le terrain des moraines frontales les plus fraîches du dernier glacier, surtout dans sa partie méridionale, il y a des petits bassins relativement profonds, sans écoulement et en forme d'entonnoirs. Les gens du pays les appellent „kotły" (marmites). Comme exemple peut servir un petit lac appelé Skrzynka (boîte), situé à l'intérieur du plateau morainique aux environs de Wola. Ce lac a au sud des bords très escarpés et presque pas de plateforme. Son fond a la forme d'un entonnoir. Ces genres de lacs doivent probablement leur origine à l'action évorsive du glacier. Ce type est tout à fait différent des autres et mérite d'être cité à part comme le type de „lacs-marmites". Les autres lacs du pays de Dobrzyń sont soit d'anciens lits de rivières, situés dans les vallées de la Vistule et de la Drwęca, barrés souvent par des dunes de sable, soit de tout petits lacs sans écoulement „Oczka" — „Sölle", dont l'origine n'est pas encore établie. Un trait remarquable, c'est qu'on les recontre le plus souvent dans des terrains de partage des eaux à base imperméable. En raison des observations de l'auteur il y a lieu de supposer que ces lacs peuvent naître encore de nos jours par l'effondrement du terrain dû à l'action des eaux souterraines.

Dans le pays de Dobrzyń existent encore des petits lacs diluviaux, ressemblant au type précédent, dans les creux entre les drumlins. Ces creux, quant à leur forme, sont les négatifs de diverses collines de drumlins. C'est aussi le long des „asar" qu'on trouve des petits lacs dans ces creux en forme de cuvettes.

Conclusions:

I. Dans le premier groupe, l'auteur a fait ressortir: 1) des lacs de chenal subglacial caractérisés par *a)* une forme de chenal étroit et long, *b)* un fond inégal avec des bas fonds, *c)* des verroux transversaux et des méandres, *d)* l'axe longitudinal suivant la direction du mouvement des masses glaciaires, *e)* parfois une accumulation de bosses sur le fond.

2) Des lacs de crevasses: *a)* une forme de chenal un peu plus large que chez le type précédent, *b)* un fond en forme de pétrin plat ou avec enfoncements de rainure, *c)* le manque de verroux transversaux, *d)* l'axe longitudinal allant parallèlement au rebord du glacier continental, *e)* leur apparition sous forme de bandes dans une commune ancienne vallée assez grande.

3) Des lacs de crevasses intraglaciaux aux marques distinctives comme sous 2), l'axe longitudinal suivant la direction du mouvement des masses glaciaires.

II. Des lacs de barrage: 1) de moraines frontales aux traits suivants: *a)* présence, d'un côté au moins, d'un barrage sous forme de hauteurs de moraine frontale ou sous celle d'un rempart morainique, *b)* un fond inégal souvent pointillé d'îles, *c)* une configuration irrégulière avec de nombreuses baies, *d)* la configuration du fond analogue au relief des alentours. 2) De moraines de pression: *a)* ils sont le plus souvent moins profonds que ceux du type précédent et *b*) ont un fond en forme de pétrin avec renfoncements de ce côté au-dessus duquel se trouve la moraine de pression.

III. Des lacs formés dans la moraine de fond: ils se trouvent à l'extérieur du terrain des hauteurs de moraine frontale, et ceci dans la région de la moraine de fond ondulée ou nivelée. A l'ordinaire, ils ont une forme arrondie plus ou moins oblongue; des bords plats, bas (jusqu'à 4 m), peu accidentés, constitués de pure argile mêlée d'erratiques; un fond en forme de pétrin et peu profond. Quant à leur origine, quelques uns de ces lacs se sont formés comme lacs de barrage, mais, à la longue, le barrage fut démoli et emporté par l'eau, et le fond s'est aplati grâce au comblement des inégalités; par contre la forme arrondie est due à l'action de courants circulaires qui emportaient les presqu'îles et envasaient les baies.

IV. Les lacs-marmites correspondent dans la nomenclature diluviale aux lacs d'évorsion et sont caractérisés par: *a)* leur petites dimensions, *b)* leur considérable profondeur, disproportionée vu leur superficie, *c)* leur manque d'une plateforme sous l'eau, *d)* leur forme ovale ou ronde, *e)* la forme d'entonnoir de leurs bassins, *f)* dans la plus grande partie des cas, le manque d'écoulements et de communication avec les lacs avoisinants.

V. Les lacs résultés de stagnations sont les restes d'anciens lacs assez grands, formés par des eaux stagnantes; par conséquent c'est la règle qu'ils se trouvent dans un vaste bassin au milieu de marais: 1) dans le bassin du lac gît, sous les sables ou les tourbes, du limon lacustre, 2) ils ont pour la plupart des bords bas et plats, couverts d'une bande de joncs. S'ils sont traversés d'une rigole, celle-ci creuse un lit dans leur fond limoneux.

VI. Les „petits lacs". Ils faut distinguer un type à part, notamment de minuscules lacs diluviaux, restant le plus souvent sans écoulement, qui accompagnent les „asars" et les „drumlins" de même que les lacs du paysage morainique. Ils diffèrent les uns des autres par leur origine.

VII. Les „Sölle" se trouvent dans les zônes de partage des eaux dans des terrains de plateau morainique, le plus souvent dans un pay-

sage mûri sur une base imperméable. Leur origine n'est pas encore suffisamment expliquée.

VIII. Les lacs postdiluviaux. Outre les lacs décrits plus haut, formés dans d'anciens lits, il faut compter parmi les lacs postdiluviaux des petits lacs tourbeux, situés au milieu de terrains d'anciennes stagnations ou dans des bas fonds. Dans le plus grand nombre de cas, ils attestent d'anciens chenaux des lacs qui se sont desséchés depuis.

Literatura.

1. Berendt. Gletscherteorie oder Driftteorie in Norddeutschland. Zeitschr. d. Deutschen Geolog. Ges. Berlin, 1880.
2. Dziewulski Eug. Jeziora Rypińskie i Firlejowskie. Pam. Fizjograf. T. I, Warszawa 1880.
3. Gawarecki. Opis topograficzno-historyczny ziemi Dobrzyńskiej. Płock 1825.
4. Geinitz. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Arch. Naturges. Mecklenburg, 1908.
5. Jentzsch A. Über die Bildung der preussischen Seen. Zeitschr. D. Geol. Ges. Berlin 1880.
6. Jentzsch A. Über neuere Fortschritte der Geologie Westpreussens. Schr. Naturforsch. Ges. Danzig Bd. VII. H. I. 1888.
7. Jentzsch A. Über die Selbsterhöhung der Seen und die Entstehung der Sölle. Beiträge zur Seenkunde. Berlin 1912.
8. Jentzsch A. Über einige Seen der Gegend von Meseritz und Birnbaum. Beitr. zur Seenkunde. Berlin 1912.
9. Klockman. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend vom Schwerin. Arch. Naturges. Mecklenburg 1883.
10. Lencewicz St. Badania jeziorne w Polsce. Prace Zakł. Geogr. U. W. Nr. 5, 1926.
11. Lencewicz St. Jeziora Gostyńskie. Prace Zakł. Geogr. U. W. Nr. 13, 1929.
12. Lencewicz St. Zmiany hydrograficzne pomiędzy dorzeczem Skrwy a Działdówką. Belgrad 1924.
13. Lencewicz St. Dyluwjum i morfologja środkowego Powiśla. Prace P. I. G. Warszawa 1927.
14. Lencewicz St. Międzyrzecze Bugu i Prypeci. Prace Zakł. Geogr. U. W. Nr. 15, 1931.
15. Lewiński Jan. Zaburzenia czwartorzędowe i morena dolinowa w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Sprawozd. P. I. G., 1924.
16. Łoziński W. Kilka uwag o powstaniu jeziorek niżowych. Kraków 1909.
17. Nechay W. Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej. Sprawozd. P. I. G. Warszawa 1927.
18. Nechay W. Uwagi o genezie jezior rynnowych i jeziorek dyluwjalnych. Pam. II. Zjazdu Geogr. i Etnogr. słowiańskich w Polsce 1927.
19. Nechay W. Sur les courants dans le glacier continental. Pam. II. Zjazdu Geogr. i Etnogr. Słow. w Polsce 1927.
20. Nansen Seine Durchquerung Groenlands. Ver. Ges. Erdkunde Berlin, Bd. XVII.

21. Pawłowski St. O jeziorach dyluwjalnych na południowej krawędzi zlodowacenia. Poznań 1921.
22. Portmann W. Tiefenverhältnisse von mecklenburgischen Seentypen. Mitt. Geolog. Landesanstalt. XXV. Rostock 1913.
23. Sawicki L. Badania jeziorne w Polsce. Wszechświat, Warszawa 1911.
24. Sawicki L. Program badań jeziornych w Polsce. Sprawozd. Tow. Nauk. Warsz. 1909.
25. Schütze. Die Seen der Provinz Posen nach ihrer Verteilung und Grösse. Beitr. zur Seekunde. Berlin 1912.
26. Schütze. Die Posener Seen. Stuttgart 1920.
27. Seligo. Die Seen Westpreussens. Festschrift XV Deutsch. Geographentages Danzig.
28. Siemiradzki J. Szkic geologiczny Królestwa Polskiego i krajów przyległych. Pam. Fizjograf. T. XI. 1891.
29. Siemiradzki J. Geologja Ziem Polskich. Tom II, Lwów 1909.
30. Steussloff. Zur Entstehung unserer Sölle. Naturwiss. Wochenschr. 1896.
31. Słownik geograficzny Ziem Polskich. Warszawa 1880—1902.
32. Wahnschaffe. Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1921.
33. Woldstedt P. Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. Jhb. Preuss. Geol. Landesanstalt, 1921.
34. Zieliński G. O Ziemi Dobrzyńskiej. Opis topograf. Bibl. Warsz. 1861.

SPIS JEZIOR DOBRZYŃSKICH

Nr.	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Dorzecze *Bassin*	Arkusz mapy 1:100.000 *Feuille de la carte*	Spółrzędne geogr. *Coordonées géogr.*	
				φ_N	λ_E
1.	ad Balin	Drwęcy	Rypin	53° 2'30"	37° 2'20"
2.	ad Bądkowo Jeziorne .	Skrwy	Płock	52°40'30"	37°9'
3.	na W Bledzewa [1]) . . .	„	Sierpc	52°48'50"	37°15'10"
4.	na NW Bledzewka [1]) . .	„	„	52°48'50"	37°15'10"
5.	Bobrowiec (Kopiec) . . .	Ruźca	Dobrzyń	53° 2'20"	36°58'25"
6.	Brzeźnieńskie [2])	bezodpływ.	Lipno	52°48'30"	36°42'30"
7.	na NW Brzeźna [3]) . . .	„	„	52°51'30"	36°43'
8.	Brzuskie	Ruźca	Dobrzyń	53°3'20"	36°56'
9.	na N Brzuzia	„	„	53°3'50"	36°55'45"
10.	Brzuziek (przy młynie) .	„	„	53°0'25"	36°54'
11.	ad Budki Szczutowskie .	bezodpływ.	Rypin	53°11'40"	37°16'
12.	na W Budek Szczutowskich	„	„	53°11'43"	37°15'35"
13.	na E Carskiego Daru . .	Drwęcy	Dobrzyń	53°3'15"	36°44'
14.	na NW Celin	bezodpływ.	Lipno	52°48'48"	36°42'30"
15.	na N Ciepienia	Drwęcy	„	52°58'40"	36°48'
16.	Chalin	Wisły	Płock	52°41'40"	37°3'
17.	Chełmickie	„	Włocławek	52°44'	36°47'
18.	na W Chełmicy Wielkiej	„	„	52°43'20"	36°46'
19.	ad Chełmica Mała . . .	bezodpływ.	„	52°42'30"	36°49'
20.	Czarne	Wisły	Lipno	52°46'55"	36°56'
21.	Czarne k/Huty	Ruźca	Rypin	53°	37°2'12"
22.	Czarownica (Bożymińskie)	Rypinicy	Dobrzyń	53°4'	36°59'
23.	Czermno	Mieni	Sierpc	53°52'40"	37°4'
24.	Długie	Rypinicy	Dobrzyń	53°6'	36°59'
25.	na NEN Dobrzynia n/Wisłą [2])	Wisły	Włocławek	52°40'	37°
26.	na NE Dobrzynia n/Wisłą [3])	bezodpływ.	„	52°39'10"	37°1'30"
27.	na N Dobrzynia n/Wisłą [3])	Wisły	„	52°40'25"	36°59'30"
28.	na SE Dobrzynia n/Drwęcą [3])	Drwęcy	Dobrzyń	53°6'	36°45'
29.	na W Dzikowa [4])	Wisły	Gniewkowo	52°56'	36°26'25"
30.	na NW Dzikowa [4]) . . .	„	„	52°56'35"	36°26'25"
31.	na SE Giżynka	Ruźca	Dobrzyń	53°2'	36°53'20"
32.	Głęboczek	„	Rypin	53°1'45"	37°
33.	Gradno	Drwęcy	Dobrzyń	53°4'20"	36°41'30"
34.	Jeziorko ad Wojnowo . .	Ruźca	„	53°1'38"	36°51'15"
35.	ad Jeziorki	Rypinicy	Rypin	53°11'5"	37°2'55"
36.	Jeżewiec	Gnilszczyny	Lipno	52°57'	36°46'20"
37.	ad kol. Józefowo	Drwęcy	Dobrzyń	53°3'40"	36°30'40"
38.	na S. Karnkowa [3]) [5]) . .	Mieni	Lipno	52°50'45"	36°56'30"

[1]) Na mapie 1:100.000 naznaczone jako jedno jezioro, w istocie są dwa jeziora oddzielne. —

LISTE DES LACS DE DOBRZYŃ

Wzniesienie n. p. m. *Altitude*	Długość max. m *Longueur max. m*	Szerokość max. m *Largeur max. m*	Powierzchnia ha *Surface ha*	Obwód m *Circonférence m*	Głębokość max. m *Profondeur m*	Ilość sondowań *Nombre des sondages*		Sondował, w roku *Sondé par, année*	Nr.
						Absol.	Na 1 ha *Par 1 ha*		
123	150	140	1·87						1.
96	200	80	1·00						2.
108	160	95	1·25						3.
108	770	380	18·75						4.
100	1715	330	26·87					Dziewulski, 1880	5.
85	970	250	18·70						6.
77	240	150	2·50						7.
114	620	410	19·37	1750	6·9	87	4·8	Nechay, 1924	8.
114	370	220	4·68						9.
98	360	60	2·16						10.
123	390	80	1·25						11.
123	420	80	1·56						12.
77	330	205	4·36						13.
96	120	100	1·10						14.
96	485	420	11·25						15.
101	2230	740	125·00	5515	4·1	176	1·4	Nechay, 1924	16.
85	2160	345	78·12						17.
89	215	85	1·10						18.
94	200	56	1.00						19.
109	550	260	11·25						20.
106	180	120	1·56						21.
110	1460	250	25·62	3340	16·3	93	3·7	Nechay, 1924	22.
112	660	300	15·62						23.
99	6155	280	117·5	14300	21·5	301	2·5	Nechay, 1924	24.
98	480	240	5·62						25.
98	250	75	1·12						26.
100	250	87	1·5						27.
59	200	100	2·5						28.
49	390	320	9·84						29.
49	213	150	2·12						30.
102	380	110	4·37						31.
106	760	280	16·25	1825	13·8	80	5	Nechay, 1924	32.
64	980	310	20·62						33.
77	320	150	3·75	725	8·4	36	9·7	Nechay, 1924	34.
79	120	100	1·10						35.
81	770	270	16·85						36.
47	117	130	1·54						37.
78	190	120	1·06						38.

[2]) Wydmowe. — [3]) Nie zaznaczone na mapie 1:100.000 tylko 1:84.000. — [4]) W dolinie Wisły. — [5]) W dolinie Mieni.

SPIS JEZIOR DOBRZYŃSKICH

Nr.	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Dorzecze *Bassin*	Arkusz mapy 1:100.000 *Feuille de la carte*	Spółrzedne geogr. *Coordonées géogr.*	
				φ_N	λ_E
39.	Kiełpińskie	Rypinicy	Dobrzyń-Rypin	53°10′	37°
40.	Kikolskie	Gnilszczyny	Lipno	52°54′30″	36°47′
41.	Kleszczyńskie	Ruźca	Dobrzyń	53°3′	36°57′
42.	Klonowskie	„	Lipno	52°59′	36°46′30″
43.	Kocobądź	bezodpływ.	„	52°55′48″	36°45′
44.	Konotopie	Gnilszczyny	„	52°53′30″	36°46′30″
45.	na NW Kowalek	Rypinicy	Rypin	53°2′45″	37° 3′35″
46.	Księte	Pissy	„	53°10′12″	37°16′
47.	ad Londry	Drwęcy	Dobrzyń	53°3′	36°36′
48.	na NE Londer	„	„	53°2′40″	36°36′30″
49.	ad Lenie Wielkie	Wisły	Płock	52°39′20″	37°2′
50.	Liciszewskie	Gnilszczyny	Lipno	52°58′30″	36°44′50″
51.	na SW Liciszewa	„	„	52°58′12″	36°45′30″
52.	na W Liciszewa	„	„	52°59′	36°43′30″
53.	Likiec	Skrwy	Sierpc	52°56′5″	37°5′
54.	Lubinek	Gnilszczyny	Lipno	52°57′10″	36°46′5″
55.	Lubowiec	Mieni	„	52°54′30″	36°57′
56.	Ławki	Ruźca	„	52°59′30″	36°56′30″
57.	ad Łazy Chlewiki [3])	bezodpływ.	Sierpc	52°55′	37°12′30″
58.	Łączonek	Rypinicy	Dobrzyń	53° 4′48″	36°57′30″
59.	Łąkie	Mieni	Sierpc	52°54′	37°3′
60.	Mazowsze	Gnilszczyny	Lipno	52°59′30″	36°42′
61.	na S Macikowa	Drwęcy	Dobrzyń	53°2′30″	36°44′
62.	ad Mielno	Pissy	Rypin	53°9′20″	37°16′40″
63.	Mielno k/Skępego	Mieni	Sierpc	52°52′20″	37°3′
64.	na N Miliszewa	Drwęcy	Dobrzyń	53°2′15″	36°37′
65.	na S Mościsk [2]) [3])	bezodpływ.	Lipno	52°45′22″	36°43′52″
66.	Moszczonne	Gnilszczyny	„	52°57′	36°47′
67.	Nadróż	Ruźca	Rypin	53°1′	37°0′40″
68.	ad Nowogród	Drwęcy	Dobrzyń	53°4′8″	36°45′
69.	na SW Nowogrodu	„	„	53°3′30″	36°41′30″
70.	na N Nowej Wsi I.	bezodpływ.	Lipno	52°45′40″	36°55′
71.	na N Nowej Wsi II.	„	„	52°45′30″	36°54′59″
72.	na N Nowej Wsi III.	„	„	52°45′35″	36°54′59″
73.	na W Nowego Młyna ad Kamionka	Rypinicy	Rypin	53°1′40″	37°9′
74.	Oborskie (Chojeńskie)	Ruźca	Lipno	52°59′30″	36°53′
75.	Okonin	„	Dobrzyń	53°1′	36°54′
76.	Orłowskie (Piaseczno)	Wisły	Lipno	52°46′	36°57′

[6]) Pomiary wykonano jedynie we wschodniej części jeziora.

LISTE DES LACS DE DOBRZYŃ

Wzniesienie n. p. m. *Altitude*	Długość max. m *Longueur max. m*	Szerokość max. m *Largeur max. m*	Powierzchnia ha *Surface ha*	Obwód m *Circonférence m*	Głębokość max. m *Profondeur m*	Ilość sondowań *Nombre des sondages*		Sondował, w roku *Sondé par, année*	Nr.
						Absol.	Na 1 ha *Par 1 ha*		
83	2430	260	50·00	5600	10·2	137	2·8	Nechay, 1924	39.
86	1265	620	64·5	3410	6·5	106	1·7	Nechay, 1924	40.
101	1840	665	73·12	4700	10·4	172	2·4	Nechay, 1924	41.
85	450	428	13·75					Staff	42.
94	430	210	6·25						43.
88	1890	420	55·75						44.
106	218	90	1·12						45.
116	2240	270	46·87						46.
72	440	180	5·62						47.
72	360	155	4·69						48.
93	1200	270	20·00						49.
85	930	260	17·5						50.
89	550	220	10·5						51.
85	190	190	3·12						52.
113	1410	450	57·00						53.
81	650	500	27·5						54.
116	802	170	12·00						55.
107	715	180	8·75						56.
119	205	140	2·03						57.
109	380	210	5·62						58.
116	4850	397	111·87	10920	13	79	0·7	Nechay, 1924	59.
68	1660	360	34·37	3665	4·2	86	2·5	Nechay, 1924	60.
76	450	270	9·37						61.
126	615	450	11·45						62.
112	630	420	13·12						63.
77	335	200	4·37						64.
85	120	100	1·12						65.
83	1640	390	53·75	3950	33·2	155	2·9	Nechay, 1924	66.
102	310	170	4·68						67.
68	283	150	3·44						68.
68	760	270	17·5						69.
115	325	123	3·75						70.
115	180	80	1·20						71.
115	170	80	1·00						72.
109	200	50	1·00						73.
75	1230	635	26·25	3360	14	102	1·8	Nechay, 1924	74.
95	550	200	8·5	1550	15	72	8·5	Nechay, 1924	75.
108	2570	500	26·25	6500	28·4	55 [6])	0·6	Nechay, 1924	76.

SPIS JEZIOR DOBRZYŃSKICH

Nr.	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Dorzecze *Bassin*	Arkusz mapy 1:100.000 *Feuille de la carte*	Spółrzędne geogr. *Coordonées geogr.*	
				φ_N	λ_E
77.	Orszulewskie	Skrwy	Sierpc	52°58′	37°15′
78.	na SW Osieka [7])	Wisły	Gniewkowo	52°55′25″	36°27′30″
79.	Ostrowite	„	Lipno	52°47′	36°48′
80.	Ostrowickie	Rypinicy	Dobrzyń	53°4′	36°58′
81.	Parowa (na W Somsior)	Ruźca	„	53°0′25″	36°55′40″
82.	Peł (Wildnowskie połudn.)	„	Lipno	52°56′30″	36°53′
83.	Piotrkowskie (na SW Rembiesznicy)	Gnilszczyny	Dobrzyń	53°1′20″	36°41′
84.	Przystań (Działyń) . . .	Ruźca	Lipno	53°	36°44′
85.	na E Rembiechy	bezodpływ.	Dobrzyń	53°1′5″	36°42′20″
86.	na N Rogówka	Ruźca	Sierpc	52°59′30″	37°2′
87.	na N Rojewa	Sierpienicy	„	52°58′30″	37°2′
88.	Ruda	Ruźca	Dobrzyń-Lipno	53°	36°59′
89.	na N. Rudy	„	Dobrzyń	53°0′30″	36°59′30″
90.	Ruduskie	„	„	53°0′30″	36°50′40″
91.	na S Rumunki-Głodowo	bezodpływ.	Lipno	53°47′52″	36°54′
92.	ad Rumunki Kobrzenieckie na W Rojewa .	Sierpienicy	Sierpc	52°58′	37°1′
93.	ad Rumunki Sadłowo . .	Rypinicy	Rypin	53°4′30″	37°10′30″
94.	ad Rumunki Tupadły na W jeziora Tupadłowskiego [8])	Wisły	Płock-Włocławek	53°44′30″	37°
95.	ad Ruskowo	Rypinicy	Dobrzyń	53°7′40″	36°56′
96.	Sarnowskie	Mieni	Lipno-Sierpc	52°56′35″	37°
97.	na SW Sierpca	bezodpływ.	Sierpc	52°51°	37°20′
98.	Sikorz	Ruźca	Lipno	52°57′	36°51′
99.	Sitno	„	Dobrzyń	53°2′30″	36°45′40″
100.	Sitnica	„	Rypin-Sierpc	53°	37°1′30″
101.	Skępskie Wielkie	Mieni	Lipno-Sierpc	53°51′30″	37°
102.	Skępskie Małe	„	Sierpc	53°51′35″	37°2′
103.	Skrwilno	Skrwy	Rypin	53°2′	37°19′
104.	Skrzynka	bezodpływ.	Lipno	52°56′20″	36°45′
105.	Słupno	Drwęcy	Dobrzyń	53°4′	36°42′40″
106.	na S Smulna	„	„	53°3′20″	36°31′20″
107.	Sobiraj (Wiejskie) . . .	Mieni i Gnilszczyny	Lipno	53′53°	36°47′
108.	ad Somsiory	Ruźca	Dobrzyń	53°0′20″	36°56′20″
109.	ad Sudragi	Mieni	Sierpc	52°51′10″	37°13′20″
110.	Steklińskie	Gnilszczyny	Lipno	52°57′	36°40′
111.	na SW Steklina	„	„	52°56′	36°38′20″
112.	Sumińskie	„	„	52°55′	36′46′

[7]) Na tarasie Wisły.

LISTE DES LACS DE DOBRZYŃ

Wzniesienie n. p. m. *Altitude*	Długość max. m *Longueur max. m*	Szerokość max. m *Largeur max. m*	Powierzchnia ha *Surface ha*	Obwód m *Circonférence m*	Głębokość max. m *Profondeur m*	Ilość sondowań *Nombre des sondages*		Sondował, w roku *Sondé par, année*	Nr.
						Absol.	Na 1 ha *Par 1 ha*		
120	4780	1150	310·63	11930	5·9	57	0·2	Nechay, 1923	77.
42	550	435	4·25						78.
95	2890	740	158·12						79.
107	1470	450	51·25	4375	12·75	75	1·5	Nechay, 1923	80.
95	465	190	5·62						81.
100	415	400	11·87	1250	7·00	85	7·00	Nechay, 1924	82.
64	1490	405	30						83.
106	1010	370	30·62						84.
85	320	170	3·75						85.
106	550	340	13·12						86.
125	600	278	8·72						87.
91	1230	680	46	3560	15	110	2·4	Nechay, 1924	88.
94	330	215	7·5						89.
68	1765	430	55·62	4330	124	141	2·7	Nechay, 1924	90.
106	220	165	2·5						91.
128	415	95	3·75						92.
131	920	280	23·15						93.
110	350	160	5·25						94.
99	180	130	1·25						95.
123	2810	335	51·52	5942	5·8	108	2·1	Nechay, 1924	96.
116	270	180	2·54						97.
81	540	390	15·62						98.
71	990	290	23·10						99.
110	840	740	31·25		19·5			Dziewulski, 1880	100.
112	3090	720	133·12	7125	4·2	79	0·7	Nechay, 1924	101.
112	1180	440	36·87						102.
120	1960	600	90·62						103.
95	193	117	1·82	505	7·8	42	23	Nechay, 1924	104.
68	1230	170	16·54						105.
55	380	140	5·00						106.
89	485	230	12·5						107.
98	170	130	1·33						108.
109	145	130	1·23						109.
77	4340	270	90·00	1020	18·4	65	0·7	Nechay, 1923	110.
72	215	126	2·05						111.
85	3410	560	131·56	8400	7·5	216	1·7	Nechay, 1923	112.

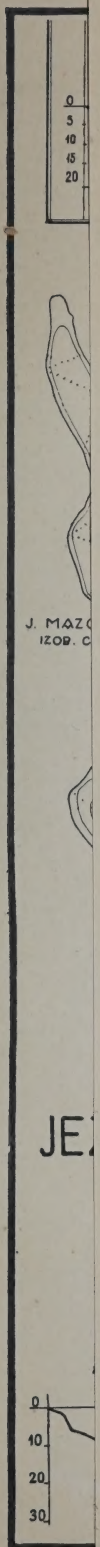
SPIS JEZIOR DOBRZYŃSKICH

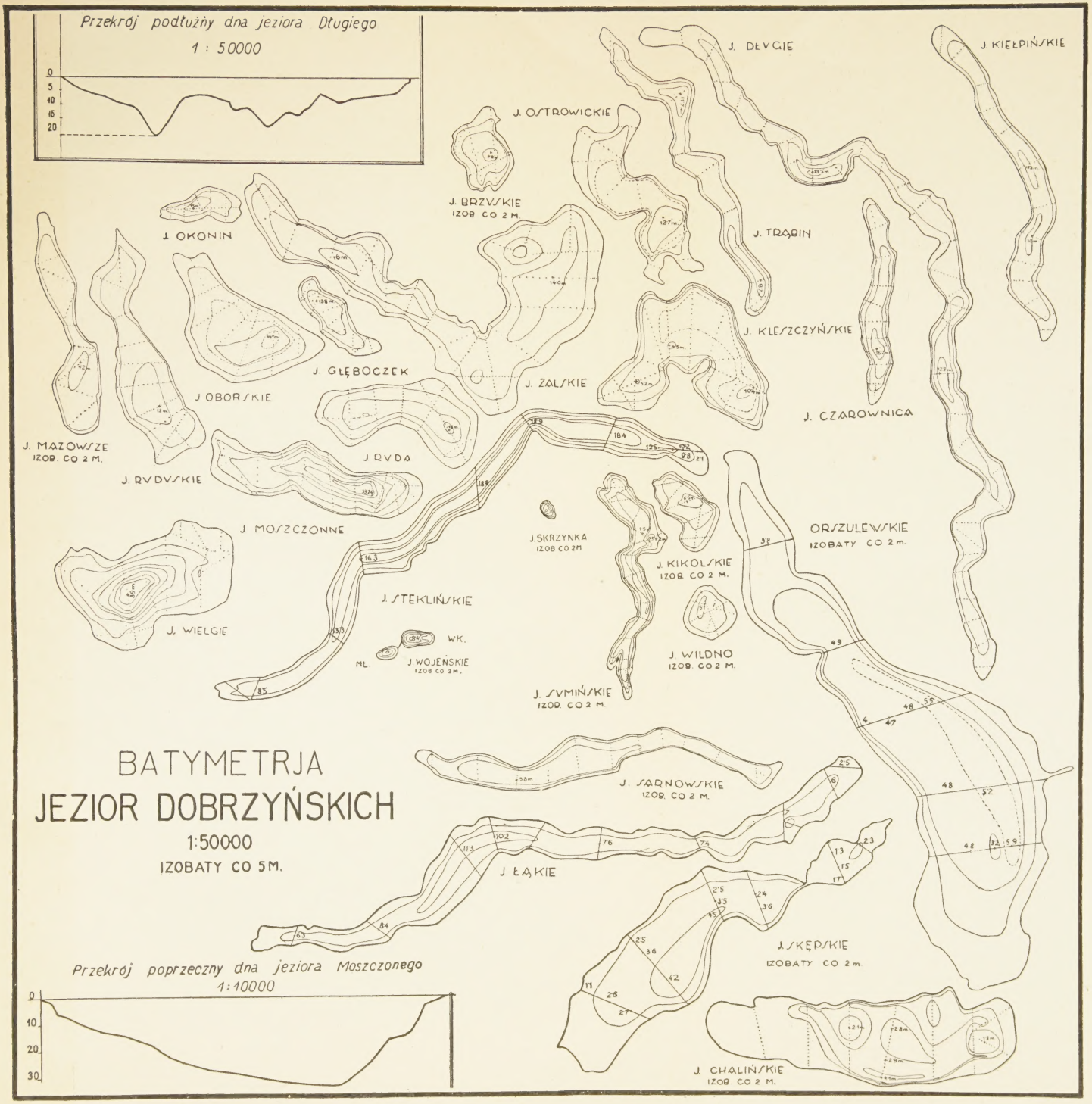
Nr.	Nazwa jeziora *Nom du lac*	Dorzecze *Bassin*	Arkusz mapy 1:100.000 *Feuille de la carte*	Spółrzędne geogr. *Coordonées geogr.*	
				φ_N	λ_E
113.	Święte	Mieni	Lipno	52°52'30"	36°47'40"
114.	Szczutowskie	Skrwy	Sierpc	52°56'30"	36°45'
115.	Trąbińskie	Rypinicy	Rypin	53°6'	36°57'
116.	Tupadłowskie	Wisły	Włocławek	52°44'40"	36°57'30"
117.	Ugoszcz	Ruźca	Dobrzyń	53°2'20"	36°53'40"
118.	Uniechowo	Wisły	Włocławek	52°41'	36°48
119.	Warpalickie	Rypinicy	Rypin	53°8'	37°0'37"
120.	na SW Warpalic	„	„	53°7'30"	37°2'50
121.	Wielgie (Wielickie) . . .	Gnilszczyny	Lipno	52°59'30"	36°46'
122.	ad Wielgie I.	Wisły	Włocławek	52°44'40"	36°56'
123.	„ „ II. [3])	„	„	52°44'40"	36°55'35"
124.	Wieprzeniec ad Ossówka [4])	bezodpływ.	Lipno	52°54'	36°38'38"
125.	Wierzchownia	Pissy	Rypin	53°9'40"	37°19'30"
126.	na NW Wildna	Ruźca	Lipno	53°57'	36°53'
127.	Wojnowskie Małe . . .	„	Dobrzyń	53°1'20"	36°51'
128.	na NW Wójtostwa . . .	Rypinicy	Rypin	53°5'	37°4'40"
129.	na S Wólki	Mieni	Sierpc	52°53'15"	37°6'
130.	ad Wąkole	„	Lipno	52°51'	36°38'45"
131.	Zbójeńskie	Ruźca	Dobrzyń	53°0'40"	36°49'30"
132.	Zbytkowskie	Wisły	Włocławek	52°45'	36°50'40"
133.	Żalskie (Wielkie)	Ruźca	Dobrzyń	53°1'	36°59'
134	na NW jeź. Żalskiego .	„	„	53°1'40"	36°56'35"

LISTE DES LACS DE DOBRZYN

Wzniesienie n. p. m. *Altitude*	Długość max. m *Longueur max. m*	Szerokość max. m *Largeur max. m*	Powierzchnia ha *Surface ha*	Obwód m *Circonférence m*	Głębokość max. m *Profondeur m*	Ilość sondowań *Nombre des sondages*		Sondował, w roku *Sondé par année*	Nr.
						Absol.	Na 1 ha *Par 1 ha*		
89	230	150	2·00						113.
120	2190	690	101·07						114.
109	3510	270	45·62	5750	13·7	73	1·4	Nechay, 1923	115.
105	1560	550	56·87						116.
102	940	455	28·12						117.
76	1270	170	14·37						118.
79	440	240	8·75						119.
79	490	200	10·87						120.
85	1300	900	77·5	4050	39·2	149	1·8	Nechay-Staff, 1924	121.
105	230	120	2·20						122.
105	230	115	2·18						123.
81	750	280	13·12						124.
123	450	235	5·83						125.
98	525	232	11·87						126.
77	210	130	1·25	487	6·10	17	14·00	Nechay-Staff, 1924	127.
85	190	140	1·94						128.
113	350	250	6·87						129.
60	510	235	7·25						130.
74	800	250	11·89						131.
94	1755	170	27·50						132.
98	3580	925	162·5	10520	16·0	288	1·8	Nechay-Staff, 1924	133.
98	210	90	1·25						134.

W. NE




Przekrój podłużny dna jeziora Długiego
1 : 50000
0
5
10
15
20
J. DŁUGIE
J. KIEŁPIŃSKIE
J. OSTROWICKIE
J. BRZWSKIE
IZOB. CO 2 M.
J. TRĄBIN
J. OKONIN
J. KLESZCZYŃSKIE
J. GŁĘBOCZEK
J. ŻALSKIE
J. OBORSKIE
J. CZAROWNICA
J. MAZOWSZE
IZOB. CO 2 M.
J. RUDA
J. RUDZKIE
J. MOSZCZONNE
J. SKRZYNKA
IZOB CO 2M
ORZULEWSKIE
IZOBATY CO 2 m.
J. KIKOLSKIE
IZOB. CO 2 M.
J. STEKLIŃSKIE
J. WIELGIE
WK.
ML
J. WOJEŃSKIE
IZOB CO 2 M.
J. WILDNO
IZOB. CO 2 M.
J. SUMIŃSKIE
IZOB. CO 2 M.
BATYMETRJA
JEZIOR DOBRZYŃSKICH
1:50000
IZOBATY CO 5M.
J. SARNOWSKIE
IZOB. CO 2 M.
J. ŁĄKIE
J. SKĘPSKIE
IZOBATY CO 2 m.
Przekrój poprzeczny dna jeziora Moszczonego
1:10000
0
10
20
30
J. CHALIŃSKIE
IZOB. CO 2 M.

DRUKARNIA „ORBIS" KRAKÓW